

**Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Fakultät für  
Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München**

**vorgelegt von  
Elisabeth Mayr  
aus München**

**eingereicht am 10.09.2014**

**Entwicklung und Anwendung eines Schmelz-  
und Abflussmodells für  
schuttbedeckte Gletscher im Tien Schan**

Erstgutachterin: Prof. Dr. Carola Küfmann

Zweitgutachter: PD Dr. Wilfried Hagg

Tag der Disputation: 17.12.2014

## **Zusammenfassung**

In ariden Einzugsgebieten stellen Gletscher einen großen Anteil am Gesamtabfluss. Aus diesem Grund wirken sich durch den Klimawandel verursachte Gletscheränderungen in diesen Regionen zu einem erheblichen Maße aus. Um die Auswirkungen dieser Änderungen zu quantifizieren und Vorhersagen für die Zukunft erstellen zu können, sind hydrologische Modelle erforderlich. Ihr Einsatz wird jedoch in vielen Regionen, z.B. Zentralasien, durch eine Schuttbedeckung im Ablationsbereich der Gletscher erschwert. Diese Schuttbedeckung beeinflusst die Schmelzraten des darunterliegenden Eises erheblich und muss daher bei der Modellierung von Schmelze und Abfluss unbedingt berücksichtigt werden.

In der vorliegenden Arbeit werden die Entwicklung und Anwendung eines konzeptionellen hydrologischen Modells zur Schmelz- und Abflusssimulation an Gletschern mit schuttbedeckten Gletscherteilen vorgestellt. Zu diesem Zweck wurde ein auf dem konzeptionellen, zusammengefassten HBV-ETH Modell basierendes räumlich verteiltes Modell entwickelt. Die räumliche Verteilung erfolgte dabei anhand eines morphologisch-statistischen Ansatzes basierend auf Geländekrümmung, Hangneigung und der potentiellen kurzweiligen Einstrahlung. Dieses Modell wurde erstmalig am Vernagtferner in Österreich eingesetzt um seine Funktionsfähigkeit in einem Einzugsgebiet mit umfangreichen Beobachtungsdaten zu überprüfen. Dabei erzielte das Modell gute Simulationsergebnisse sowohl des Abflusses als auch der Gletschermassenbilanz. Die zur Verfügung stehenden Daten wurden zudem verwendet, um den Verteilungsansatz statistisch zu validieren. Diese Analyse ergab ebenfalls eine gute Repräsentation der gemessenen Daten anhand der verwendeten Verteilungskriterien.

In das so entwickelte räumlich verteilte Modell wurde im Folgenden eine Schmelzroutine für schuttbedeckte Gletscherteile implementiert. Da diese auf empirischen Grad-Tag Faktoren basierte, wurde ein Ansatz entwickelt um dennoch die Kalibrierbarkeit des Gesamtmodells zu erhalten.

Das Modell wurde exemplarisch an den Inyltschek Gletschern im Tien Schan, Kirgisistan, eingesetzt. Durch die besondere Abflusssituation dieser Gletscher in Folge des periodischen Aufstauens und darauf folgenden Ausbruchs des Merzbacher Sees waren weitere Modellanpassungen für die Simulation dieses Einzugsgebietes erforderlich. Das Modell selbst konnte hierbei zur Analyse der Abflusssituation eingesetzt werden.

Die Kalibrierung der Parameter des Modells erfolgte automatisiert anhand des evolutionsbasierten Kalibrierungsalgorithmus AMALGAM. Um die Simulationsgüte der Gletschermassenbilanz zu verbessern, wurde dabei neben dem Abfluss der Massenbilanzgradient anderer Gletscher der Region als Zielfunktion verwendet. Die vom Algorithmus anhand dieser Zielfunktionen bereitgestellten Parametersets erzielten gute Simulationsergebnisse.

Um den Einfluss des Klimawandels auf Schmelze und Abfluss in Einzugsgebiet der Inyltschek Gletscher zu untersuchen wurde das Modell mit Klimaszenarien einer Vergleichsperiode und einer Zukunftsperiode angetrieben (1970/71 bis 1999/2000 und 2070/71 bis 2099/2100). Das Zukunftsszenario basierte dabei auf dem SRES A1B Szenario. Die Simulation ergab einen erheblichen Anstieg des Abflusses im Inyltschek Einzugsgebiet von 112%. Dieser Anstieg erfolgt primär aufgrund der Vergrößerung des Ablationsgebietes im Rahmen der zukünftig zu erwartenden Temperaturerhöhung.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, dass Schmelze und Abfluss von schuttbedeckten Gletschern anhand des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten konzeptionellen hydrologischen Modells erfolgreich simuliert werden können. Für die Analyse des Abflusssystems der Inyltschek Gletscher konnte es ebenfalls hilfreich eingesetzt werden. Diese Ergebnisse motivieren dazu, den Einsatzbereich des Modells auszubauen, um in Zukunft größere Einzugsgebiete simulieren zu können. Damit können detailliertere Analysen der Abflussentwicklung arider Einzugsgebiete, wie beispielsweise dem Tarim Einzugsgebiet, durchgeführt werden.

## Summary

A high percentage of runoff in arid catchments is provided by glaciers. For this reason, glacier changes caused by climate change have high impact on runoff in these areas. To quantify these impacts and to provide predictions about future runoff, hydrological models are required. The debris covers in the ablation areas of glaciers in many regions, e.g. Central Asia, complicates their application. This debris cover has high influence on the melt rates of the ice below and needs to be considered in the modeling of melt and runoff.

This work presents the development and application of a conceptual hydrological model for melt and runoff simulation at glaciers with debris covered glacier parts. For this purpose, based on the conceptual, lumped runoff model HBV-ETH, a spatially distributed model was developed. The spatial distribution was calculated using a morphological-statistical approach based on the basins curvature and slope as well as the potential clear-sky solar radiation. To test its reliability, the model was applied at Vernagtferner, Austria, a catchment with extensive data observation. The model was able to simulate both, melt and runoff, in a satisfactory way. Additionally, the available data were used for a statistical validation of the spatial distribution approach. This analysis revealed a good representation of the measured data by the distribution criteria used by the model.

A melt routine for debris covered glacier parts was implemented into the newly developed spatially distributed model. Because this melt routine is based on empirical degree-day factors, it was necessary to develop an approach to preserve the calibration ability of the model.

The model was applied at the Inylchek glaciers in the Tian Shan, Kyrgyzstan. Because of the particular runoff situation at these glaciers due to the periodic filling and outburst of Lake Merzbacher, further model modifications were necessary. For the analysis of the runoff situation, the model itself could be used. The existence of a permanent leakage of Lake Merzbacher could be confirmed by the simulation results.

For automatic model calibration the evolutionary based calibration algorithm AMALGAM was used. To improve the simulation quality of the glacier mass balance, the mass balance gradient of nearby glaciers was used as objective function additional to runoff. The parameter sets obtained by the algorithms achieved good simulation results.

To examine the influence of climate change on melt and runoff in the catchment of the Inylchek glaciers, the model was driven by climate scenarios of a baseline and a future

scenario (1970/71 to 1999/2000 and 2070/71 to 2099/2100). The future scenario is based on the SRES A1B scenario. The simulation revealed a considerable increase of runoff of 112%. This increase is primarily caused by the enlargement of the ablation area due to the expected future temperature increase.

The presented results prove, that melt and runoff of debris covered glaciers can be successfully simulated using the newly developed conceptual hydrological model. Also, it was a helpful tool to analyze the runoff system of the Inylchek glaciers. These results motivate to apply the model to bigger catchments in the future. This will help to conduct more detailed research on future runoff in arid catchments, such as the Tarim basin.

## Inhaltsverzeichnis

|   |           |
|---|-----------|
| Zusammenfassung.....  | III       |
| Summary .....   | V         |
| Inhaltsverzeichnis.....   | VII       |
| Abbildungsverzeichnis.....  | IX        |
| Tabellenverzeichnis .....   | X         |
| Formelverzeichnis .....   | XI        |
| Danksagung .....  | XII       |
| <b>1 Einleitung.....</b>  | <b>1</b>  |
| 1.1 Forschungsrahmen .....  | 1         |
| 1.2 Stand der Forschung.....  | 4         |
| 1.2.1 Hydrologische Modellierung vergletschterer Einzugsgebiete .....                         | 4         |
| 1.2.2 Kalibrierung hydrologischer Modelle .....   | 6         |
| 1.2.3 Schuttbedeckte Gletscher und ihr Ablationsverhalten .....                               | 8         |
| 1.2.4 Ablations- und Abflussmodellierung an schuttbedeckten Gletschern .....                  | 11        |
| 1.3 Zielsetzung der Arbeit .....  | 12        |
| <b>2 Untersuchungsgebiete.....</b>  | <b>14</b> |
| 2.1 Vernagtferner (Alpen, Österreich) .....   | 14        |
| 2.2 Die Inyltschek Gletscher (Tien Schan, Kirgisistan).....                                   | 16        |
| <b>3 Zentrale Methoden und Ergebnisse .....</b>   | <b>18</b> |
| 3.1 Schmelzdifferenzierung im Rukhk Einzugsgebiet, obere Amu-Darya .....                      | 20        |
| 3.2 Entwicklung und Test des räumlich verteilten Modells .....                                | 21        |
| 3.3 Analyse der räumlichen Verteilung von Akkumulation und Ablation.....                      | 23        |
| 3.4 Weiterentwicklung und Test des Modells zum Einsatz an schuttbedeckten<br>Gletschern ..... | 25        |
| 3.5 Szenariensimulation .....   | 28        |
| 3.5.1 Erfassung der Schuttmächtigkeit .....   | 28        |
| 3.5.2 Schmelzroutine für Schuttflächen, Eiskliffs und supraglaziale Seen.....                 | 29        |
| 3.5.3 Anpassung von Gletscherfläche und Schuttbedeckung .....                                 | 30        |
| 3.5.4 Berechnung des permanenten Seeausflusses.....   | 31        |
| 3.5.5 Verwendete Klimaszenarien.....  | 32        |

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| 3.5.6    | Simulation der Zeitreihen 1970/71-1999/2000 und 2070/71-2099/2100 ..... | 33        |
| 3.5.7    | Diskussion der Simulationsergebnisse .....                              | 34        |
| <b>4</b> | <b>Schlussfolgerungen und Ausblick .....</b>                            | <b>36</b> |
|          | <b>Literaturverzeichnis .....</b>                                       | <b>38</b> |
|          | <b>Anhang A.....</b>  | <b>45</b> |
|          | <b>Anhang B.....</b>  | <b>57</b> |
|          | <b>Anhang C.....</b>  | <b>67</b> |
|          | <b>Anhang D.....</b>  | <b>82</b> |



## Abbildungsverzeichnis

|  |    |
|--|----|
| Abb. 1: Das Aksu Einzugsgebiet (EZG): Untersuchungsgebiet des AKSU TARIM   |    |
| Projektbündels.....  | 3  |
| Abb. 2: Einzugsgebiet und Gletscherfläche des Vernagtferner. ....  | 15 |
| Abb. 3: Einzugsgebiete (EZG) und Gletscherflächen der Inyltschek Gletscher. ....   | 17 |
| Abb. 4: Ablauf der kumulativen Dissertation. ....  | 19 |
| Abb. 5: Gesamtabfluss (durchgezogene Linie) und Eisschmelze (gestrichelte Linie) der<br>Kalibrierperiode (schwarz) und der Zukunftsszenarien (grau).....   | 21 |
| Abb. 6: Einfluss von Hangneigung und Krümmung auf die Akkumulationsverteilung. ....  | 21 |
| Abb. 7: Vergleich von simulierten und gemessenen Werten der Wintermassenbilanz und<br>Jahresmassenbilanz an individuellen Messpunkten. ....  | 23 |
| Abb. 8: Gemessener und simulierter Abfluss der Inyltschek Gletscher.....   | 27 |
| Abb. 9: Mit ASTER ermittelte Schuttverteilung der Inyltschek Gletscher. ....   | 29 |
| Abb. 10: Gesamtabfluss (durchgezogene Linie) und Eisschmelze (gestrichelte Linie) der<br>Periode 1970/71 bis 1999/2000 (schwarz) und der beiden Varianten der Periode<br>2070/71 bis 2099/2100 (grau)..... | 33 |

## Tabellenverzeichnis

|   |    |
|---|----|
| Tab. 1: Im Rahmen der Dissertation verfasste Publikationen. ....  | 19 |
| Tab. 2: Korrelation ( $R^2$ ) der Höhenlage der Pegel mit der gemessener Schneehöhe am<br>Ende der Akkumulationsperiode.....  | 24 |
| Tab. 3: Korrelation zwischen Geländekrümmung, Hangneigung sowie dem Produkt von<br>Geländekrümmung und Hangneigung und gemessener Schneehöhe in 50 m<br>Höhenzonen (Messungen der Jahre 2004/05-2009/10)..... | 24 |
| Tab. 4: Korrelation zwischen Exposition, potenzieller kurzweiliger Solarstrahlung und<br>gemessener Ablation in 50 m Höhenzonen (Messungen der Jahre 2004/05-<br>2009/10). ....                               | 25 |
| Tab. 5: Anzahl und Flächenanteil von Eiskliffs und supraglaziale Seen an den Inyltschek<br>Gletschern. ....   | 30 |
| Tab. 6: Flächenanteil von Blankeis und schuttbedecktem Eis an der Gletscherfläche und<br>ihr Anteil an der Gesamtschmelze des Gletschers. ....  | 34 |
| Tab. 7: Flächenanteil von supraglazialen Seen und Eiskliffs an der schuttbedeckten<br>Gletscherfläche und ihr Anteil an deren Schmelze. ....  | 34 |

## Formelverzeichnis

|   |    |
|---|----|
| Formel 1: Berechnung der Schmelze mit der Temperatur-Index Methode .....                              | 5  |
| Formel 2: Berechnung des Nash-Sutcliffe Koeffizienten .....   | 7  |
| Formel 3: Temperatur-Index Methode mit integrierter potentieller kurzweiliger<br>Solarstrahlung ..... | 22 |
| Formel 4: Empirischer Grad-Tag Faktor für Blankeis .....  | 26 |
| Formel 5: Empirischer Grad-Tag Faktor für schuttbedecktes Eis.....                                    | 26 |
| Formel 6: Integration empirischer Grad-Tag Faktoren in die Schmelzberechnung.....                     | 26 |
| Formel 7: Empirischer Grad-Tag Faktor für dünne Schuttoberflächen ( $DCT \leq 0.0058$ m) .....        | 29 |

## **Danksagung**

Ohne die Unterstützung vieler Personen wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Zu allererst möchte ich Prof. Dr. Carola Küfmann, meiner Doktormutter, danken. Vieles habe ich von ihr während meines Studiums gelernt, und sie war es auch, die mich dazu motiviert hat eine Promotion in Angriff zu nehmen. Vielen Dank für die tolle Unterstützung, sowohl fachlicher als auch menschlicher Natur.

PD Dr. Wilfried Hagg gab mir die Möglichkeit, diese Arbeit im Rahmen eines seiner Projekte zu erstellen. Dabei stand er mir stets mit gutem Rat zur Seite und gab mir wertvolle Hilfestellung.

Vielen Dank dem Inhaber des Lehrstuhls für Geographie und Landschaftsökologie, Prof. Dr. Otfried Baume, dafür, dass ich meine Arbeit an seinem Lehrstuhl durchführen konnte und er mich stets unterstützt hat.

Ein herzlicher Dank gebührt der Kommission für Erdmessung und Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften für die enge und fruchtbare Zusammenarbeit. Dieser gilt zum einen Dr. Martin Juen, dessen Ideen und Ergebnisse eine große Rolle in meiner Arbeit spielen und mit dem ich in China und Kirgisistan erlebnis- und ergebnisreiche Tage im Gelände verbringen durfte. Dr. Ludwig Braun und Dr. Markus Weber haben ihr HBV-ETH Modell zur Weiterentwicklung zur Verfügung gestellt und standen stets mit Rat bereit. Auch Dr. Heidi Escher-Vetter, Matthias Siebers und Dr. Dieter Schwarz möchte ich für ihre Hilfsbereitschaft und die gute Zusammenarbeit danken.

Den Partnern des AKSU-TARIM Projektbündels an den Universitäten Würzburg, Dresden, Hamburg, Köln, Gießen und Zürich mein herzlicher Dank. Die enge Zusammenarbeit zwischen den einzelnen Projekten, der Datenaustausch und die fachlichen Diskussionen waren von unschätzbarem Wert für meine Arbeit.

Dr. Uli Wetzels vom Geoforschungszentrum Potsdam hat die Geländearbeit an den Inyltschek Gletschern überhaupt erst möglich gemacht. Vielen Dank für die große Unterstützung. Auch den anderen Kollegen des GFZ danke ich für die großartige Zusammenarbeit vor, während und nach den Geländearbeiten am Inyltschek.

Ebenfalls großen Anteil an der Planung und Durchführung der Geländearbeiten hatten die Mitarbeiter des CAIAG in Bischkek. Vielen Dank für die Organisation der Expeditionen und die wertvolle Hilfe im Gelände.

Nicht vergessen werden dürfen an dieser Stelle Thomas Fischer und Michael Weber, die mich auf den Geländeeinsätzen begleitet haben. Dank ihres Einsatz und ihrer Motivation waren die Arbeiten ein voller Erfolg.

Gleb Glazirin von der Universität Taschkent danke ich für die Bereitstellung der Klima- und Abflussdaten aus Kirgisistan und die vielen hilfreichen Ratschläge.

Nicht zuletzt möchte ich allen anderen, nicht namentlich genannten, Kolleginnen und Kollegen an der Universität und der Bayerischen Akademie der Wissenschaften für die gute Zusammenarbeit danken.

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des DFG Projektes HA 5061/2-1 entstanden. Der Druck der Dissertation wurde durch das LMU Mentoring bezuschusst.

# 1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Entwicklung und Anwendung eines konzeptionellen Schmelz- und Abflussmodells für schuttbedeckte Gletscher im Tien Shan. Es handelt sich um eine kumulative Dissertation, die im Rahmen eines DFG Projektes entstanden ist. Im Folgenden werden in den einleitenden Kapiteln der Forschungsrahmen des DFG Projektes (Kapitel 1.1, S. 1) sowie der aktuelle Stand der Forschung der verschiedenen thematischen Schwerpunkte der Arbeit erläutert (Kapitel 1.2, S. 4). Es folgt die Beschreibung der berücksichtigten Einzugsgebiete (Kapitel 2, S. 14). Die wichtigsten Methoden und Ergebnisse der Dissertation werden in Kapitel 3 (S. 18) vorgestellt. Die Inhalte der Kapitel 3.1 (S. 20) bis 3.4 (S. 25) wurden bereits in wissenschaftlichen Publikationen veröffentlicht, welche sich im Anhang befinden. Die in Kapitel 3.5 (S. 28) vorgestellten Arbeitsschritte und Ergebnisse werden noch zur Publikation vorbereitet und sind daher in detaillierterer Form dargestellt.

## 1.1 Forschungsrahmen

Die hier vorgestellte Arbeit ist im Rahmen des DFG Bündelprojektes AKSU TARIM entstanden. Hauptziel dieses Gesamtprojekts ist es, den Wasserkreislauf im Einzugsgebiet des Aksu an der Süabdachung des Tien Shan im Grenzgebiet von Kirgisistan, Kasachstan, Usbekistan und China zu untersuchen (Abb. 1, S. 3). Dabei sollen in einem integrativen Ansatz Atmosphäre, Gletscher, Schneeflächen, Permafrost sowie Abfluss berücksichtigt werden.

Das Bündelprojekt umfasst die folgenden vier individuellen Projekte:

- AKSU TARIM-CLIM: Untersuchung der atmosphärischen Komponente des hydrologischen Kreislaufs und des Klimawandels durch die Universitäten Würzburg, Hamburg und Mainz. Es werden globale, regionale und lokale Klimamodelle eingesetzt, welche mit post-prozessierten Beobachtungsdaten validiert werden.
- AKSU TARIM-MELT: Durchführung von Feldstudien und Modellierung auf der Skala von exemplarisch untersuchten Einzelgletschern durch die Universität München und die Kommission für Erdmessung und Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Dazu wird ein Schmelzmodell für schuttbedeckte Gletscherflächen

entwickelt und in ein ebenfalls neu entwickeltes räumlich verteiltes Schmelz- und Abflussmodell zur Simulation des aktuellen und zukünftigen Abflusses implementiert.

- AKSU TARIM-CRYO: Untersuchung von Permafrost und Schneebedeckung in verschiedenen Bereichen des Tien Schan durch die Universität Gießen. Die Bedeutung von Permafrost für den hydrologischen Kreislauf der Region soll erfasst werden.
- AKSU TARIM-RS: Regionale Untersuchung der Variabilität und Änderung der Verbreitung von Permafrost und Gletschern des gesamten Aksu Einzugsgebietes auf Basis von Fernerkundungsdaten durch die Universitäten Dresden und Zürich.

Die Projekte bearbeiten jeweils eigenständige Fragestellungen. Der Zusammenschluss zu einem Bündelprojekt soll durch die Verknüpfung der individuellen Ergebnisse ein detaillierteres Prozessverständnis des Wasserkreislaufs ermöglichen.

Die Motivation für diese intensive Untersuchung des Aksu Einzugsgebietes wird im Folgenden erläutert:

Der Aksu ist neben Yarkand und Hotan einer der drei Hauptzuflüsse des Tarim. Der Tarim ist mit 1321 km der längste Binnenfluss Chinas (CHEN et al. 2009; JIANG 2005) und hat eine große Bedeutung für die 9,22 Mio. Einwohner seines Einzugsgebietes (KASER et al. 2010). Da der Aksu mit 73,2% den weitaus größten Teil des Gesamtabflusses des Tarim stellt (CHEN et al. 2009), ermöglicht eine Untersuchung des Wasserhaushaltes des Aksu Einzugsgebietes gleichzeitig wichtige Schlussfolgerungen für das gesamte Einzugsgebiet des Tarim.

Die große Bedeutung des Tarim liegt im Klima seines Einzugsgebietes begründet. Aufgrund der ariden Bedingungen – der Jahresniederschlag beträgt im Mittel lediglich 87 mm (KASER et al. 2010) – ist Landwirtschaft nur mit Hilfe von Bewässerung möglich (JIANG 2005). Dies führt zu einer intensiven Nutzung des Wassers des Tarim, was bereits seit 1974 ein Austrocknen des Flusses in der Taklamakanwüste nach sich zieht (XU et al. 2004).

Ein beträchtlicher Teil des Abflusses des Tarim wird von Gletschern bereitgestellt. Ihr Anteil am Gesamtabfluss beträgt 46,7% (AIZEN & AIZEN 1998). Dieser Anteil übersteigt den Flächenanteil von Gletschern im Einzugsgebiet deutlich, lediglich 1,9% (20.494 km<sup>2</sup>) davon sind von Eis bedeckt (KASER et al. 2010). Auch der Aksu wird zu 35,9 bis 37,8% und damit zu einem erheblichen Teil aus Gletschern gespeist (AIZEN & AIZEN 1998).

Der weltweite Klimawandel hat erhebliche Folgen für das Einzugsgebiet des Tarim. In den vergangenen 50 Jahren hat sich die Temperatur dort um 0,2 °C pro Dekade erhöht (WANG &

DONG 2002 in LIU et al. 2006, S. 91). Der Niederschlag stieg von 1986 bis 2000 um 23% im Vergleich zum Zeitraum 1956 bis 1986 an. Die Gletscher des Einzugsgebietes verloren im selben Zeitraum 4,6% ihrer Fläche (LIU et al. 2006). Dies zeigt, dass die durch die Niederschlagszunahme erhöhte Akkumulation die gestiegene Ablation aufgrund höherer Temperaturen nicht ausgleichen kann.

Der Anstieg der Ablation führt zu einer Veränderung des Wasserhaushaltes des Tarim. Das zusätzlich zur Verfügung stehende Schmelzwasser bewirkte bisher einen Anstieg des jährlichen Abflusses von 5,7% (LIU et al. 2006). Ein weiter andauernder Gletscherrückgang wird jedoch langfristig voraussichtlich zu einer Abnahme der Abflussmenge führen.

Durch die intensive Nutzung des Wassers haben auch geringfügige Änderungen in Abflussmenge und Abflussgang des Tarim einen großen Einfluss auf die in dem Gebiet lebende Bevölkerung. Da für die Zukunft eine Ausweitung der bewässerten Gebiete geplant ist (AIZEN et al. 2007), wird sich diese Vulnerabilität noch weiter verstärken.

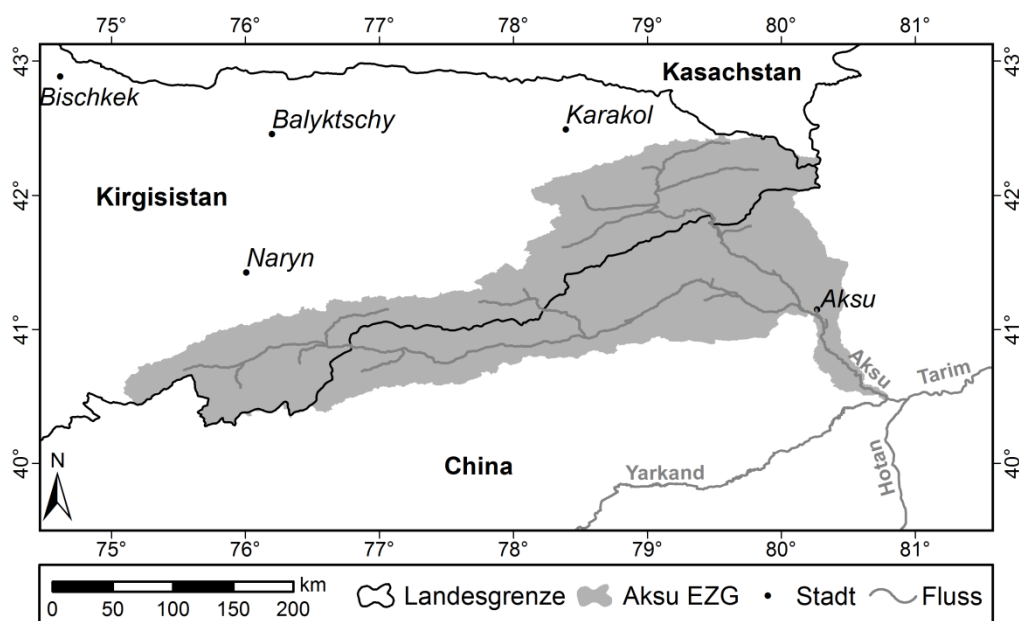


Abb. 1: Das Aksu Einzugsgebiet (EZG): Untersuchungsgebiet des AKSU TARIM Projektbündels.  
(Datengrundlage: SRTM3, GLOBAL ADMINISTRATIVE AREAS 2012, OPENSTREETMAP PROJECT 2013).

Bisher ist nicht bekannt, mit welcher Geschwindigkeit und in welchem Umfang die Gletscher des Einzugsgebietes in Zukunft an Fläche verlieren und ab wann mit einer Abnahme des Abflusses zu rechnen ist. Mit dieser Frage befasst sich das AKSU TARIM-MELT Projekt (Förderzeitraum 2010–2013). Durch die Entwicklung und den Einsatz eines Schmelz- und Abflussmodells für schuttbedeckte Gletscher soll die Gletscherentwicklung und Schmelzwasserproduktion eines exemplarischen Einzugsgebietes untersucht werden.



Im Rahmen des Projektes wurden zwei Dissertationen verfasst. Die Entwicklung eines Schmelzmodells für schuttbedeckte Gletscherteile wurde von Martin Juen an der Kommission für Erdmessung und Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt. Die hier vorgestellte Arbeit wurde an der Ludwig-Maximilians-Universität erstellt und befasst sich mit der Entwicklung des räumlich verteilten Schmelz- und Abflussmodells sowie der Implementierung des eben genannten Schmelzmodells für schuttbedeckte Gletscherteile. Der Stand der Forschung der in dieser Arbeit relevanten Themenbereiche wird im folgenden Kapitel 1.2 (S. 4) erläutert.

## **1.2 Stand der Forschung**

### **1.2.1 Hydrologische Modellierung vergletschter Einzugsgebiete**

Zur Untersuchung des Einflusses des Klimawandels auf den Abfluss sind hydrologische Modelle erforderlich. Diese ermöglichen sowohl die Simulation von Abflussmengen als auch die Differenzierung des Abflusses in flüssigen Niederschlag sowie Schnee- und Eisschmelze.

In vergletschten Einzugsgebieten setzt sich der Abfluss aus Niederschlag, Verdunstung und der Änderung der Eistrücklage zusammen. Eisverlust erfolgt durch Ablation, die sich aus den Prozessen Schmelze und Sublimation zusammensetzt.

Für die Simulation der Schmelze von Schnee und Eis stehen hierbei zwei Berechnungsmethoden zur Verfügung: Energiebilanzmodelle und die Temperatur-Index Methode. Beide werden im Folgenden kurz erläutert:

Energiebilanzmodelle berücksichtigen alle ein- und ausgehenden Energieflüsse der Schnee- oder Eisoberfläche. Ein daraus resultierender Energieüberschuss wird für Schmelze aufgewendet. Diese Modelle benötigen detaillierte meteorologische Messungen. Aufgrund der schwierigen Extrapolation der Inputdaten werden sie meist für punktuelle Simulationen eingesetzt (Hock 2005).

Die Temperatur-Index Methode basiert auf dem Zusammenhang zwischen Schmelzrate und Lufttemperatur. Dieser Zusammenhang besteht, da die Terme der Energiebilanz, abgesehen von der latenten Wärme, deutlich mit der Temperatur korrelieren (BRAITHWAITE 1995; OHMURA 2001). Die Berechnung erfolgt üblicherweise in täglichen Intervallen. Die Schmelze ( $M$ ) [ $\text{mm d}^{-1}$ ] wird dabei durch die Multiplikation des Grad-Tag Faktors (*degree-day factor*,

$DDF$ ) [ $\text{mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] mit der Differenz aus Tagesmitteltemperatur ( $T$ ) [ $^{\circ}\text{C}$ ] und einer Schwellenwert-Temperatur ( $T0$ ) [ $^{\circ}\text{C}$ ] berechnet:

$$M = \begin{cases} DDF * (T - T0) & : T - T0 > 0 \\ 0 & : T - T0 \leq 0 \end{cases} \quad (1)$$

Der Vorteil dieser Methode ist ihr geringer Bedarf an meteorologischen Inputdaten. In der Regel sind Stationsdaten der Temperatur die einzigen benötigten Informationen. Obwohl die Schmelzberechnung der Temperatur-Index Methode weit einfacher ist als jene physikalisch basierter Modelle, erzielen sie auf Einzugsgebietsbasis vergleichbare und teils sogar bessere Ergebnisse (OHMURA 2001; WMO 1986). Dies macht die Temperatur-Index Methode für die Simulation in abgelegenen Gebieten attraktiv, zu denen häufig nur sehr wenige Daten vorliegen.

Für die Simulation des Abflusses vergletschterer Einzugsgebiete kann die Temperatur-Index Methode in konzeptionelle Abflussmodelle integriert werden. Bei diesen Modellen wird die Hydrologie eines Einzugsgebietes durch einfache Berechnungsroutinen dargestellt (SEIBERT 2000). Die Modelle verfügen über eine unterschiedliche Anzahl von Parametern, welche in der Regel nicht direkt aus Beobachtungen abgeleitet werden können, sondern mittels einer Kalibrierung bestimmt werden müssen (MADSEN 2000) (siehe Kapitel 1.2.2, S. 6, für Details zum Kalibrierungsprozess).

Es wurden bereits zahlreiche konzeptionelle Abflussmodelle mit einer Schmelzberechnung anhand der Temperatur-Index Methode in vergletscherten Einzugsgebieten eingesetzt, um die Änderung der Wasserverfügbarkeit im Rahmen des Klimawandels und den Anteil der Gletscherschmelze am Gesamtabfluss zu untersuchen (Norwegen, ENGELHARDT et al. 2014; Kirgisistan, HAGG et al. 2010; Schweiz, HUSS et al. 2008b und SCHAEFLI et al. 2007; Kanada, STAHL et al. 2008).

Ein häufig verwendetes Beispiel ist das HBV-ETH (*Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*) Modell. Es wurde ursprünglich für Einzugsgebiete in Schweden entwickelt (BERGSTRÖM 1976) und an der ETH Zürich um eine Routine für die Schmelzsimulation anhand der Temperatur-Index Methode zur Anwendung in vergletscherten Einzugsgebieten erweitert (BRAUN & AELLEN 1990; BRAUN & RENNER 1992; HOTTELET et al. 1994). Es handelt sich um ein zusammengefasstes Modell. Dabei wird das Einzugsgebiet in Höhenzonen und die Expositionsclassen Süd, Nord und Ost/West eingeteilt und Gruppen gleicher Höhe und Exposition zusammengefasst berechnet. Diese

Zusammenfassung reduziert die Zahl der nötigen Berechnungsschritte bei der Simulation. Gemessene Stationsdaten von Tagesmitteltemperaturen und täglichen Niederschlagssummen werden in Bezug auf die Meereshöhe linear extrapoliert. Die anhand der Temperatur-Index Methode berechnete Schmelze wird in nordexponierten Lagen reduziert und bei Südexposition erhöht.

Das HBV-ETH Modell wurde bereits erfolgreich in Einzugsgebieten der Alpen (BRAUN et al. 2000; HOTTELET et al. 1994; KONZ & SEIBERT 2010), im Tien Schan (HAGG et al. 2006; HAGG et al. 2004), im Himalaya (KONZ et al. 2007, BRAUN et al. 1993) und im Kaukasus (HAGG et al. 2010; SHAHGEDANOVA et al. 2009) angewandt.

Mit steigender Rechenkapazität werden in der konzeptionellen hydrologischen Modellierung zunehmend räumlich verteilte Modelle eingesetzt. Das Einzugsgebiet wird dabei nicht mehr zu Gruppen gleicher Höhe und Exposition zusammengefasst. Stattdessen wird jede Rasterzelle individuell berechnet. Dadurch können Unterschiede in der Verteilung von Akkumulations- und Schmelzraten innerhalb des Einzugsgebietes detaillierter berücksichtigt werden. Diese Verteilung kann zum Beispiel auf der Basis topographischer Faktoren berechnet werden. Dies hat den Vorteil, dass der Bedarf an meteorologischen Inputdaten nicht unnötig erhöht wird. Vielversprechende topographische Ansätze sind die räumliche Verteilung von Akkumulation anhand von Geländekrümmung und Hangneigung von Huss et al. (2008b) sowie der Schmelze anhand der potentiellen kurzwelligen Solarstrahlung von Hock (1999). Ob diese einfachen Ansätze signifikant bessere Ergebnisse erzielen als die Verteilungskriterien des HBV-ETH Modells, wurde bisher nicht untersucht.

## **1.2.2 Kalibrierung hydrologischer Modelle**

Wie bereits im vorhergehenden Kapitel 1.2.1 (S. 4) erläutert, ist für den Einsatz konzeptioneller Abflussmodelle eine Kalibrierung der Modellparameter erforderlich. Dabei werden die Parameter innerhalb festgelegter Schranken verändert, bis die Simulation ausreichend gute Ergebnisse erzielt. Dies kann manuell und automatisiert erfolgen:

Bei der manuellen Kalibrierung werden die Parameter iterativ angepasst und das Simulationsergebnis jeder Variante mit den gemessenen Daten verglichen. Diese technisch einfache Methode ist jedoch zeitaufwendig und die Ergebnisse, insbesondere bei komplexen Problemstellungen, subjektiv (SEIBERT 2000). Um diese Defizite auszugleichen, wurden verschiedene Ansätze entwickelt. Sie basieren zum Beispiel auf dem Test einer Vielzahl

zufälliger Parametersets, aus denen das vielversprechendste ausgewählt und danach manuell verfeinert wird (KONZ & SEIBERT 2010; SCHAEFLI et al. 2005). Diese Methode kann mit einer schrittweisen Kalibrierung der Parameter der verschiedenen Modellkomplexe kombiniert werden (STAHL et al. 2008).

Durch den Einsatz von automatischen Kalibrierungsalgorithmen können die oben genannten Probleme vermieden werden. In der konzeptionellen hydrologischen Modellierung haben sich vor allem evolutionsbasierte Methoden bewährt (z.B. MADSEN 2000; ROZOS et al. 2004; SEIBERT et al. 2000). Einen vielversprechenden Ansatz der evolutionsbasierten automatischen Kalibrierung stellt der AMALGAM-Algorithmus dar (*a multialgorithm, genetically adaptive multiobjective method*, vgl. VRUGT & ROBINSON 2007). Wie der Name bereits andeutet, werden hier mehrere verschiedene Optimierungsalgorithmen gleichzeitig zur Kalibrierung von Problemstellungen mit mehr als einer zu optimierenden Variable eingesetzt. Dadurch werden die Stärken der verschiedenen Algorithmen optimal genutzt um eine schnelle und zuverlässige Lösung des Optimierungsproblems zu garantieren (VRUGT & ROBINSON 2007). Der AMALGAM-Algorithmus wurde bereits erfolgreich zur Kalibrierung von bodenhydraulischen Modellen (KOHNE et al. 2011; WÖHLING & VRUGT 2008; WÖHLING & VRUGT 2011; WÖHLING et al. 2008) und hydrologischen Modellen (ZHANG et al. 2010) angewendet. Zur Kalibrierung von Schmelz- und Abflussmodellen in vergletscherten Einzugsgebieten kam er, meines Wissens nach, bisher noch nicht zum Einsatz.

Bei automatischen wie auch manuellen Kalibrierungsverfahren muss die Qualität der Simulation bewertet werden. Dazu werden sogenannte Zielfunktionen (*objective functions*) verwendet, welche die Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Werten wiedergeben. Die Wahl der Zielfunktionen hängt in erster Linie von den zur Verfügung stehenden Daten ab. In der hydrologischen Modellierung wird in der Regel der Abfluss berücksichtigt, dessen Simulationsgüte anhand des Nash-Sutcliffe Koeffizienten dargestellt werden kann:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_m - Q_s)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_m - \bar{Q}_m)^2} \quad (2)$$

Hierbei ist  $n$  die Zahl der berechneten Zeitschritte,  $Q_m$  [mm d<sup>-1</sup>] der gemessene und  $Q_s$  [mm d<sup>-1</sup>] der simulierte Abfluss.

In vergletscherten Einzugsgebieten kann eine ausschließlich auf Abfluss beruhende Kalibrierung zu erheblichen Unsicherheiten bei der Simulation der Massenbilanz des

Gletschers führen. Dies beruht darauf, dass dem Modell ohne Kontrolle der Gletschermassenbilanz theoretisch unbegrenzte Schmelzwassermengen für die Abflussbildung zur Verfügung stehen. So kann beispielsweise die Eisschmelze über- und der Niederschlag unterschätzt, der Abfluss jedoch dennoch gut wiedergegeben werden. Dies ist besonders bei automatischen Kalibrierungsalgorithmen problematisch, bei denen nicht mit Expertenwissen in den Kalibrierungsprozess eingegriffen werden kann.

Um dieses Defizit zu beheben, wurden bereits verschiedene auf Massenbilanzinformationen beruhende Zielfunktionen getestet. Bereits BRAUN & RENNER (1992) verwendeten im HBV-ETH Modell Gletschermassenbilanzen als zusätzliches Qualitätskriterium neben dem Nash-Sutcliffe Koeffizienten. KOBOLTSCHNIG et al. (2008) berücksichtigten Schneebedeckung und Gletschermassenbilanz, PARAJKA et al. (2007) berechneten Wasseräquivalente aus Schneehöhenmessungen, SCHAEFLI et al. (2004) nutzten zeitliche und räumliche Änderungen von Schnee und Eis in verschiedenen Höhenzonen und HUSS et al. (2008a) standen Punktmessungen von Jahres- und Wintermassenbilanz zu Verfügung. STAHL et al. (2008) verwendeten ebenfalls Massenbilanzen, jedoch gemessen an umliegenden Gletschern außerhalb des Einzugsgebietes. Der Einsatz dieser zusätzlichen Zielfunktionen führt in der Regel zu einer Verbesserung der Massenbilanzsimulation bei gleichzeitiger leichter Verschlechterung der Abflusssdarstellung (MADSEN 2003; PARAJKA et al. 2007; SCHAEFLI & HUSS 2011; SEIBERT et al. 2000). Zudem zeigen diese Studien einen Vorteil von saisonal und räumlich differenzierten Daten gegenüber der jährlichen Gesamtmassenbilanz des Gesamtgletschers.

In unzugänglichen Regionen sind detaillierte Massenbilanzinformationen in der Regel nicht verfügbar. Um diese Lücke zu füllen, können beispielsweise Massenbilanz-Gradienten umliegender Gletscher verwendet werden (HOELZLE et al. 2007; KUHN et al. 2009). Diese Daten wurden bisher jedoch nicht als Zielfunktion bei der Verwendung automatischer Kalibrierungsalgorithmen eingesetzt.

### **1.2.3 Schuttbedeckte Gletscher und ihr Ablationsverhalten**

Viele Gletscher des Tarim Einzugsgebietes weisen eine Schuttbedeckung auf. Das dabei akkumulierte Material stammt vorwiegend von den Felswänden oberhalb des Gletschers (ANDERSON 2000). Diese Schuttbedeckung hat einen erheblichen Einfluss auf das Schmelzverhalten des darunterliegenden Eises. Da Schuttoberflächen eine im Vergleich zu

Eis geringere Albedo haben, absorbieren sie mehr kurzwellige Strahlung und können sich in Folge dessen stärker erwärmen. Geringmächtige Schuttdecken erhöhen aus diesem Grund die Schmelzraten. Ist eine kritische Schuttmächtigkeit von wenigen Zentimetern überschritten, tritt ein isolierender Effekt ein und die Schuttdecke wirkt sich reduzierend auf die Schmelze aus. Dieser Effekt wurde erstmals von ØSTREM (1959) beschrieben und danach von vielen Autoren bestätigt (z. B. MATTSON 2000; NICHOLSON & BENN 2013; POPOVNIK & ROZOVA 2002). Dabei wurden unterschiedliche Werte der kritischen Schuttmächtigkeit ermittelt. Dies beruht darauf, dass die kritische Schuttmächtigkeit durch die thermische Leitfähigkeit des Materials gesteuert wird, welche von Faktoren wie Albedo, Korngröße und Dichte des Gesteins sowie der Luftfeuchtigkeit abhängig ist.

Die Verteilung des Schutts auf der Gletscherfläche wird durch die folgenden Prozesse gesteuert: Material, das im Akkumulationsgebiet auf dem Gletscher abgelagert wird, wird dort von Schnee überdeckt und erscheint in der Ablationszone durch Emergenz wieder an der Oberfläche (ANDERSON 2000). Dies erfolgt in der Regel in der Form von Bändern – den Mittelmoränen – welche durch Blankeisflächen voneinander getrennt sind. Durch die isolierende Wirkung des Schutts werden die bedeckten Bereiche im Vergleich zum Blankeis überhöht. Der Schutt rutscht auf den sich bildenden Hängen zum Blankeis hin ab und die Breite der Schuttbänder nimmt zu. Aus diesem Grund sind an Blankeis angrenzende Schuttbereiche in der Regel lediglich dünn mit Schutt bedeckt. Erst wenn benachbarte Bänder zusammentreffen tritt eine Zunahme der Mächtigkeit ein (ANDERSON 2000).

Der Temperaturanstieg im Rahmen der Klimaerwärmung führt zu einer Zunahme der Schuttmenge durch Aussmelzen von englazialer Moräne und zu einer Ausweitung der schuttbedeckten Bereiche. Größere Schuttmächtigkeiten führen jedoch zu einer Verminderung der Schmelze, was dem Eisverlust durch den Klimawandel wiederum entgegenwirkt. Durch diese entgegengesetzten Einflüsse ist die Reaktion schuttbedeckter Gletscher auf Klimaänderungen schwer vorherzusagen.

Bekannt ist, dass schuttbedeckte Gletscher anders auf Massenverluste reagieren als schuttfreie Gletscher. Die Bereiche maximalen Eisverlustes liegen bei ihnen nicht im tiefsten Gletscherbereich sondern weiter oben, in den Bereichen geringerer Schuttmächtigkeit (BENN et al. 2012). Statt eines Rückschmelzens der Zunge findet daher oft ausschließlich ein Absenken der Eisoberfläche und eine Stagnation der Gletscherzunge statt (BOLCH et al. 2012;

QUINCEY et al. 2009; SCHERLER et al. 2011). Die Gletscherfläche nimmt folglich in einem geringeren Maße ab als das Volumen.

Dies erschwert die Vorhersage der Flächenentwicklung schuttbedeckter Gletscher. Bei Blankeisgletschern wird dazu häufig das Verhältnis zwischen Gletscherfläche und -volumen (*volume-area scaling*) verwendet (CHEN & OHMURA 1990). Dieser Ansatz ermöglicht die Übertragung von Massenverlusten auf die Gletscherfläche. Da dies bei schuttbedeckten Gletschern nicht möglich ist, ist die Entwicklung einer anderen Methoden erforderlich.

Eine wichtige Rolle bei der Ablation an schuttbedeckten Gletschern spielen supraglaziale Seen und Eiskliffs, die sogenannten Schmelz „Hot-Spots“. KIRKBRIDE (1993) nimmt an, dass diese Seen und Eiskliffs durch den Kollaps von englazialen Abflusssystemen entstehen. REID & BROCK (2014) gehen bei Eiskliffs von drei unterschiedlichen Entstehungsmechanismen aus: die Bildung steiler Abschnitte am Gletscherrand oder an den Seiten von Mittelmoränen, die Öffnung von Gletscherspalten und die thermale Erosion und Kalbung an den Rändern von supraglazialen Seen.

Grundsätzlich gilt, dass bei der Entstehung von Eisflächen, die eine Neigung von 38° überschreiten, die Schuttdecke abrutscht und dünn mit Staub oder Sand bedeckte Eisflächen zurückbleiben (ROEHL 2008). Durch die geringmächtige Bedeckung schmilzt das Eis dort besonders schnell. Eiskliffs kommen in allen Expositionen vor, nordexponierte Kliffs sind jedoch in der Regel größer und häufiger als südexponierte (SAKAI et al. 2002).

Supraglaziale Seen entstehen vorwiegend in Gletscherbereichen mit einer Neigung von weniger als 10°. Dabei treten über 6° vereinzelt und zwischen 6° und 2° vermehrt kleinere Seen auf. In flacheren Gebieten mit einer Neigung unter 2° können sich diese zu großen Seen zusammenschließen, von denen potenzielle Gefahr ausgehen kann (REYNOLDS 2000). Gefüllt werden die Seen über das umliegende oberflächliche Abflussnetz sowie englaziale Kanäle. In den Seen erwärmt sich das Wasser. Die erhöhte Temperatur der Seeabflüsse verstärkt die Schmelze in den darunter liegenden englazialen Abflusssystemen, wodurch es verstärkt zu Einbrüchen und damit zur Entstehung neuer Kliffs und Seen kommt (SAKAI et al. 2000).

Der Seeboden besteht vorwiegend aus feinen Sedimenten, welche kaum permeabel sind und Wärmekonvektion daher ausschließen. Der Energieaustausch vom Seewasser zum unter dem See befindlichen Eis ist daher, neben der Wassertemperatur, von der Schuttmächtigkeit am Seeboden abhängig (SAKAI et al. 2000). Die subaquatischen Schmelzraten an den in der

Regel steilen und daher schuttfreien Rändern der Seen sind im Vergleich dazu deutlich höher (SAKAI et al. 2009).

#### **1.2.4 Ablations- und Abflussmodellierung an schuttbedeckten Gletschern**

Wie im obigen Kapitel 1.2.3 (S. 8) erläutert, werden die Schmelzraten eines Gletschers durch eine Schuttbedeckung erheblich beeinflusst. Aus diesem Grund muss sie bei der Simulation der Schmelze berücksichtigt werden.

Verschiedene Autoren haben sich bereits mit der Energiebilanzmodellierung der Ablation unter Schuttflächen beschäftigt (z.B. NAKAWO & YOUNG 1982; NICHOLSON & BENN 2013; REID & BROCK 2010). Zudem gab es zahlreiche Untersuchungen zur Bestimmung von Grad-Tag Faktoren unter Schuttoberflächen (z.B. HAGG et al. 2008a; KAYASTHA et al. 2000; MIHALCEA et al. 2006; REZNICHENKO et al. 2010; SINGH et al. 2000). All diese Studien ergaben eine starke Abhängigkeit zwischen den Grad-Tag-Faktoren und der jeweiligen Schuttmächtigkeit. Auf Basis dieser Grad-Tag-Faktoren lässt sich bei bekannter Schuttmächtigkeit die Schmelze unter Schutt anhand der Temperatur-Index Methode berechnen.

Auch die Schmelze an Eiskliffs wurde bereits in verschiedenen Gebieten untersucht: am Lirung Gletscher im Himalaya nehmen sie 1,8% der schuttbedeckten Gletscherfläche ein. Ihr Schmelzanteil an der Gesamtschmelze der schuttbedeckten Bereiche beträgt nach SAKAI et al. (1998) 69%. NAKAWO & RANA (1999) sowie SAKAI et al. (2000) ermittelten für den selben Gletscher mit 20% einen deutlich geringeren Anteil. Am Miage Gletscher im Mont Blanc Massiv nehmen Eiskliffs 1,3% der schuttbedeckten Gletscherfläche ein. Ihre Schmelze macht 7,4% der gesamten Schmelze im schuttbedeckten Bereich aus (REID & BROCK 2014). Am Koxkar Gletscher im Tien Schan wurden zwei Untersuchungen durchgeführt. Diese kamen zu unterschiedlichen Ergebnissen, was vermutlich den unterschiedlichen Annahmen bezüglich der Schuttverteilung und der unterschiedlichen Methodik bei der Kartierung der Eiskliffs geschuldet ist. HAN et al. (2010) geben einen Flächenanteil von Eiskliffs am Gesamtgletscher von 1,13% an, welcher 7,3% der Schmelze im schuttbedeckten Bereich stellt. JUEN et al. (2014) ermittelten am selben Gletscher einen Flächenanteil der Eiskliffs von 1,7% und einen Schmelzanteil von 12%.

Grundsätzlich werden die Unterschiede im Schmelzanteil von Eiskliffs an der Gesamtablation der schuttbedeckten Bereiche vermutlich durch unterschiedliche Schuttmächtigkeiten der individuellen Gletscher verursacht. Unter mächtigen Schuttoberflächen – am Lirung



Gletscher bis über einen Meter und am Koxkar bis zu drei Meter - wird die Schmelze stärker reduziert als unter dünnen Schuttschichten (Miage Gletscher 20-30 cm). Deshalb ist der relative Anteil der Schmelze an Eiskliffs an Gletschern mit geringmächtigen Schuttauflagen erhöht (REID & BROCK 2014). All diese Ergebnisse zeigen jedoch, dass die Schmelze an Eiskliffs ihren flächenmäßigen Anteil bei weitem übersteigt und ihnen daher eine große Bedeutung zukommt.

Ein einfacher Ansatz, um die Schmelze in schuttbedeckten Bereichen im HBV-ETH Modell zu integrieren, wurde von BRAUN et al. (1993) eingesetzt. Im Langtang Khola Einzugsgebiet (Himalaya) wurde Schmelze an schuttbedeckten Gletscherflächen (7% der Gesamtfläche des Gletschers) durch einen einfachen Reduktionsfaktor berechnet. Dieser wurde durch inverse Modellierung auf 0.5 festgesetzt, das Modell reduzierte also Schmelze unter Schutt im Vergleich zu Blankeis pauschal um die Hälfte.

Für eine detailliertere Simulation müssen empirische Grad-Tag Faktoren für Schmelze unter Schutt in das Modell integriert werden. Dabei muss jedoch die Kalibrierbarkeit des Modells erhalten bleiben. Zudem sind Informationen über die räumliche Verteilung der Schuttmächtigkeiten sowie die Verteilung von Eiskliffs und supraglazialen Seen erforderlich. Ein konzeptionelles Schmelz- und Abflussmodell, welches räumlich verteilte Schuttmächtigkeiten und individuelle Grad-Tag Faktoren für unterschiedliche Schuttmächtigkeiten verwendet und außerdem Eiskliffs und supraglaziale Seen als Orte erhöhter Schmelze berücksichtigt, wurde bisher nicht entwickelt.

### **1.3 Zielsetzung der Arbeit**

Ziel des AKSU TARIM-MELT Projektes ist es, Schmelze und Abfluss eines Einzugsgebietes mit schuttbedeckten Gletscherteilen im Aksu Einzugsgebiet zu modellieren. Dazu soll ein räumlich verteiltes konzeptionelles hydrologisches Modell entwickelt werden, welches eine Schmelzroutine für schuttbedeckte Gletscherteile beinhaltet. Das HBV-ETH Modell hat seine Tauglichkeit für die Simulation vergletschelter Einzugsgebiete bereits mehrfach unter Beweis gestellt und soll daher diesem Modell als Ausgangsbasis dienen.

Als erstes soll das HBV-ETH Modell erweitert werden, um eine räumlich verteilte Simulation von Akkumulation und Schmelze zu ermöglichen. Es ist zweckdienlich, dieses erweiterte Modell zuerst an einem Gletscher mit umfangreichen Beobachtungsdaten zu testen, um

seine Funktionsfähigkeit zu überprüfen. Zudem soll der statistische Ansatz, anhand dessen das Modell die räumliche Verteilung vornimmt, an diesen Beobachtungsdaten validiert werden.

In das derart überprüfte Modell soll im Folgenden eine Schmelzroutine für schuttbedeckte Gletscherteile implementiert werden. Dabei muss ein Ansatz entwickelt werden, der die Verwendung empirischer Grad-Tag Faktoren ermöglicht und gleichzeitig die volle Kalibrierbarkeit des Modells erhält.

Im Gegensatz zur manuellen Kalibrierung von HBV-ETH soll das neue erweiterte Modell automatisch kalibriert werden. Der AMALGAM-Algorithmus hat in der hydrologischen Modellierung bereits gute Ergebnisse erzielt und soll daher nun auf seine Einsatzfähigkeit in der Schmelz- und Abflussmodellierung getestet werden. Dazu ist neben dem Nash-Sutcliffe Koeffizienten der Einsatz zusätzlicher Zielfunktionen erforderlich. Es soll geprüft werden, ob der Massenbilanzgradient umliegender Gletscher hierzu verwendet werden kann.

Das so entwickelte Modell soll beispielhaft an den Inyltschek Gletschern im Aksu Einzugsgebiet eingesetzt werden. Dort sollen eine Vergleichsperiode (1970/71 bis 1999/2000) und eine zukünftige Zeitperiode (2070/71 bis 2099/2100) simuliert und ihre Ergebnisse hinsichtlich Schmelze und Abfluss verglichen werden. Die dabei verwendeten Klimadaten werden von den Projektpartnern von AKU TARIM-CLIM bereitgestellt. Die Daten der zukünftigen Periode basieren auf dem SRES A1B Szenario. Die zukünftige Änderung der Gletscherfläche und der Schuttbedeckung soll bei der Modellierung berücksichtigt werden. Um dies zu ermöglichen soll ein empirischer Ansatz zur Anpassung der Gletscherfläche und der Schuttbedeckung entwickelt werden. Anhand der Ergebnisse dieser Modellierung können die klimawandelbedingten Änderungen der Schmelzraten und des Abflusses des Einzugsgebietes der Inyltschek Gletscher quantifiziert werden.

Im Kontext des AKSU TARIM Bündelprojektes kann dieses Modell in Zukunft verwendet werden, um größere Bereiche des Aksu Einzugsgebietes zu modellieren. Die so gewonnenen Informationen können eine Vorhersage der zukünftigen Gletscherspende und damit der Wasserverfügbarkeit des Aksu Einzugsgebietes ermöglichen.

## 2 Untersuchungsgebiete

Der Test des in dieser Arbeit entwickelten Schmelz- und Abflussmodells mit räumlich verteilter Berechnung von Akkumulation und Schmelze erfordert ein Einzugsgebiet mit intensivem und langjährigem Datenmonitoring. Diese Situation und die damit verbundene hohe Messdatendichte sind allerdings in Zentralasien nicht gegeben. Aus diesem Grund wurde der Test des statistischen Ansatzes zur räumlichen Verteilung am langjährig und intensiv untersuchten Vernagtferner im Ötztal, Österreich, durchgeführt. Die dort verfügbaren, umfangreichen Messdaten aus kontinuierlichen Abfluss-, Ablations- und Akkumulationsmessungen wurden außerdem verwendet, um das Modell zu kalibrieren und zu validieren und damit auf seine Funktionsfähigkeit zu überprüfen.

Die Weiterentwicklung des Modells zur Schmelzberechnung schuttbedeckter Gletscherteile wurde auf Basis von Messungen an den Inyltschek Gletschern in Kirgisistan vorgenommen. Dass so entstandene Modell wurde an diesen Gletschern zur Simulation der Szenarien eingesetzt. Im Folgenden werden beide Untersuchungsgebiete vorgestellt.

### 2.1 Vernagtferner (Alpen, Österreich)

Der Vernagtferner ( $46^{\circ}52'N/10^{\circ}49'O$ , Abb. 2, S. 15) ist einer der am intensivsten überwachten Gletscher der Alpen. Er befindet sich im Ötztal in Tirol, nördlich des Alpenhauptkammes. Sein Einzugsgebiet umfasst eine Fläche von  $11,4 \text{ km}^2$  in Höhenlagen von 2640 bis 3630 m ü. NN. (BRAUN et al. 2007). Der Gletscher umfasst eine Fläche von  $7,92 \text{ km}^2$  (69% des Einzugsgebietes), von denen auf Grund seines Plateaucharakters etwa 59% in einer Höhe von 3100 bis 3300 m ü. NN. liegen (Stand 2006, MAYR et al. 2011). Seine maximale Eismächtigkeit beträgt 90 m, im Mittel ist das Eis 25 m mächtig (HOYER 2007).

Der Vernagtferner entwässert in den Vernagtbach, welcher im weiteren Flussverlauf der Rofenache, der Öztaler Ache und schließlich dem Inn zufließt. Der Vernagtbach weist ein typisches glaziales Abflussregime auf. Im Sommer können die Abflussmengen an der Pegelstation Vernagtbach (2540 m ü. NN.) bis zu  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  betragen, während im Winter lediglich 10 l/s gemessen werden (BRAUN et al. 2007). Die hohen Abflüsse im Sommer werden neben der Schmelze von Schnee und Eis von konvektiven Niederschlägen verursacht. Der mittlere Jahresniederschlag des Einzugsgebietes beträgt 1525 mm (BRAUN et

al. 2007). Regionalklimatisch ist das Ötztal mit dem Vernagtferner den inneralpinen Trockentälern zuzuordnen (KUHN et al. 1982).

Der Abfluss des Gletschers wird seit 1964 an der Pegelstation Vernagtbach ermittelt (BRAUN et al. 2007). Messungen zur glaziologischen Massenbilanz werden am Vernagtferner seit 1964 von der Kommission für Glaziologie (heute Kommission für Erdmessung und Glaziologie) der Bayerischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt (REINWARTH & ESCHER-VETTER 1999). Dazu werden Schneehöhenmessungen am Ende der Akkumulationsperiode im Frühjahr und Ablationsmessungen am Ende der Ablationsperiode im Herbst vorgenommen. Seit 2004 werden die genauen Positionen der Aufnahmepunkte zusätzlich mit GPS erfasst (ESCHER-VETTER et al. 2009).

Die Untersuchung zur Massenbilanzierung ergaben Massenzuwächse für die Phasen von 1964/65 bis 1967/68 und 1973/74 bis 1980/81. Seither hat der Gletscher kontinuierlich an Masse verloren. Der Massenverlust beträgt im Mittel seit Beginn der Aufzeichnungen 17,5 m Wasseräquivalent (MAYER et al. 2012). Diese werden vor allem durch Änderungen der Sommermassenbilanz verursacht, welche auf eine Zunahme der Tage mit positiven Lufttemperaturen zurückzuführen ist. So ist die Temperatur an der Pegelstation Vernagtbach von 1980 bis 2011 mit +1,6 K erheblich angestiegen. Der Niederschlag schwankte dagegen um lediglich  $\pm 10\%$  (BRAUN et al. 2012) und die Wintermassenbilanz blieb nahezu unverändert (BRAUN et al. 2007).

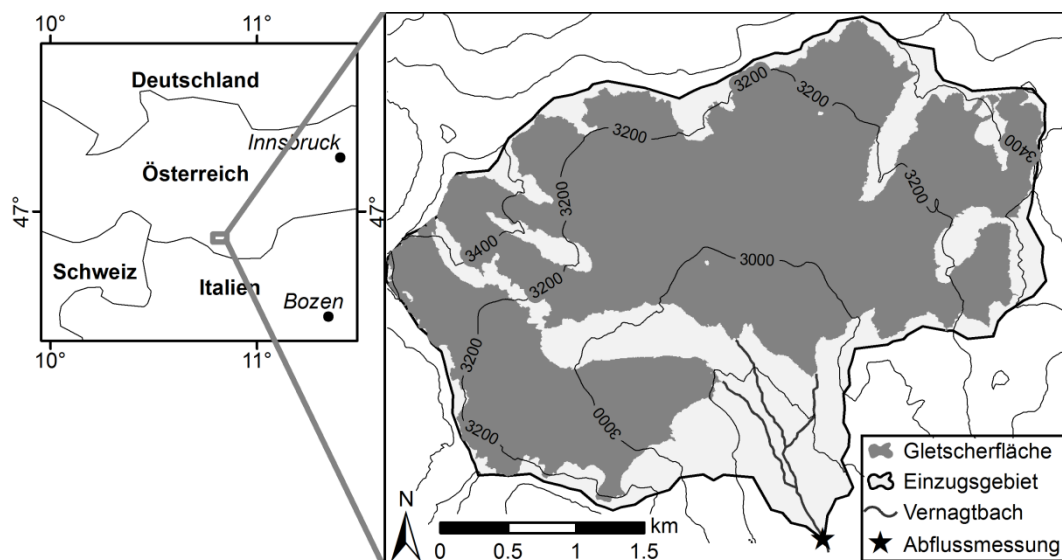


Abb. 2: Einzugsgebiet und Gletscherfläche des Vernagtferner.  
(Datengrundlage: Esri, Laserscanning-Befliegung des Landes Tirol 2006)

## 2.2 Die Inyltschek Gletscher (Tien Schan, Kirgisistan)

Die im zentralen Tien Schan gelegenen Inyltschek Gletscher ( $42^{\circ}10'N/79^{\circ}40'O$ , Abb. 3, S. 17), bestehend aus dem Nördlichen und dem Südlichen Inyltschek, umfassen gemeinsam ein Einzugsgebiet von mehr als  $800 \text{ km}^2$  (MAYER et al. 2008). Ihre ehemals zusammenhängende Gletscherfläche trennte sich in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts im Rahmen des Gletscherrückgangs nach der kleinen Eiszeit (GLAZIRIN & POPOV 1999). Der Nördliche Inyltschek hat an Zungenlänge eingebüßt und dadurch seine Verbindung zum Südlichen Inyltschek verloren. Ein Teil des Eises des Südlichen Inyltschek biegt seitdem in das nun eisfreie Tal ein. Es bildet dort einen Eisdamm, an dem der Gletscherabfluss des Nördlichen Inyltschek aufgestaut wird. Der daraus resultierende Merzbacher See entleert sich nahezu jährlich in einem wenige Tage dauernden Ausbruch. Verschiedene Untersuchungen weisen aber darauf hin, dass der Merzbacher See auch abseits seiner Ausbrüche über einen permanenten Abfluss verfügt (GLAZIRIN 2010; MAVLYUDOV 1997).

Mit einer Länge von 60 km und einer Fläche von  $418 \text{ km}^2$  ist der Südliche Inyltschek der größte Gletscher des Tien Schan. Er erstreckt sich in Höhenlagen von 2900 bis 7400 m ü. NN. (HAGG et al. 2008b). Der Nördliche Inyltschek umfasst eine Fläche von  $145 \text{ km}^2$  und liegt in Höhen von 3400 bis 5800 m ü. NN.

Seit ihrer Trennung nach der kleinen Eiszeit haben beide Gletscher in den Zungenbereichen an Masse verloren. Am Südlichen Inyltschek äußert sich dieser jedoch aufgrund der starken Schuttbedeckung der Gletscherzungen nicht in einem Zungenrückgang, sondern lediglich in einem Absenken der Gletscheroberfläche. Der Nördliche Inyltschek ist im Zeitraum von 1990 bis 1999 vorgestoßen, was aber vermutlich nicht durch Massenzuwächse verursacht wurde (SHANGGUAN et al. 2014).

Die Gletscher entwässern gemeinsam über das Gletschertor des Südlichen Inyltschek. Abflussmessungen eines Pegels 50 km unterhalb des Gletschers liegen für die Jahre 1963, 1964, 1965 und 1981 vor. Das Einzugsgebiet umfasst dort  $1669 \text{ km}^2$  und ist zu 46% vergletschert.

Der Abfluss beträgt im Sommer etwa  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ . Messungen des Winterabflusses liegen nicht vor, Werte von Herbst und Frühjahr weisen jedoch auf Abflussmengen von unter  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  hin. Während des Ausbruchs des Merzbacher Sees kann der Abfluss sehr hohe Werte erreichen. So wurde im September 1963 eine Abflussspitze von  $753 \text{ m}^3/\text{s}$  gemessen.

Der gemeinsame Abfluss von Nördlichem und Südlichem Inyltschek bildet den Inyltschek Fluss, welcher in den Sary-Dshaz und später in den Aksu entwässert. Dieser mündet in China, südöstlich der Stadt Aksu, in den Tarim.

Insgesamt 27% des Nördlichen und 21% des Südlichen Inyltschek sind schuttbedeckt. Insbesondere am Südlichen Inyltschek weist der Schutt eine deutliche Differenzierung nach geologischen Herkunftsgebieten auf, welche durch unterschiedlich gefärbte Schuttbänder erkennbar sind. Diese bestehen z.B. aus Graniten, Schiefern verschiedener Metamorphosegrade und Marmoren.

Der Tien Schan stellte eine Barriere für nördliche Luftmassen in Richtung Zentralasien dar. Er liegt im Einflussbereich der Sibirischen Antizyklone und der typischen Zyklonenaktivität im Westen. Auch der Inyltschek wird durch die hohen Gebirgszüge des Pamir und Südlichen Tien Schan von feuchten Luftmassen abgeschirmt. Dies führt zu extrem niedrigen Winterniederschlägen (10 mm/Monat), während die Sommermaxima durch Konvektion bis zu 130 mm/Monat erreichen (AIZEN et al. 1997). Insgesamt zeigen die Jahressummen des Niederschlags an der nächstgelegenen Klimastation (Koilju, 42°20'N/79°00'O, 2800 m ü. NN.) mit 300 mm Semiaridität an.

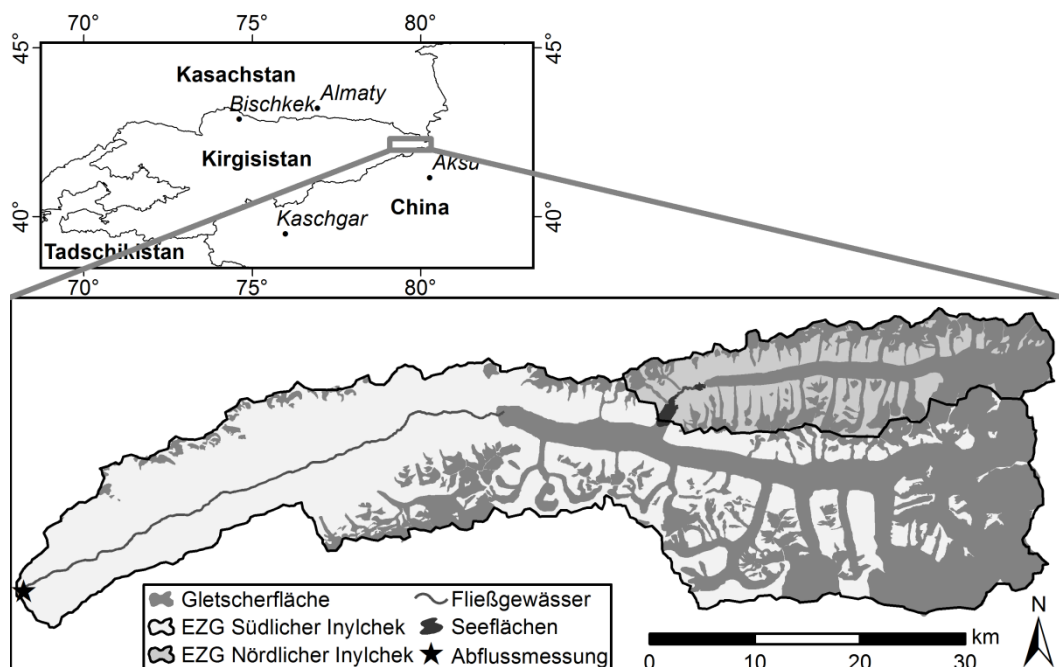


Abb. 3: Einzugsgebiete (EZG) und Gletscherflächen der Inyltschek Gletscher.

(Datengrundlage: SRTM3, RapidEye, GLOBAL ADMINISTRATIVE AREAS 2012, OPENSTREETMAP PROJECT 2013)

### 3 Zentrale Methoden und Ergebnisse

Die vorliegende Dissertation teilt sich in drei Phasen der Modellentwicklung, in deren Rahmen vier Publikationen entstanden sind (vgl. Abb. 4, S. 19 und Tab. 1, S. 19). Vorgehensweise, verwendete Methoden und wichtigste Ergebnisse der einzelnen Arbeitsschritte werden in den folgenden Kapiteln in zusammengefasster Form vorgestellt. Durch Koautoren erbrachte Anteile werden kenntlich gemacht. Die vollständigen Veröffentlichungen befinden sich im Anhang.

Im ersten Schritt wurde das HBV-ETH Modell in MATLAB® neu programmiert und erweitert. Dies war eine notwendige Ausgangsbasis für spätere Änderungen des Modellaufbaus und ermöglichte zudem eine differenzierte Betrachtung der unterschiedlichen Modellkomponenten. Simulationsergebnisse dieses Modells werden in Kapitel 3.1 (S. 20) am Beispiel des Rukhk-Einzugsgebietes vorgestellt.

Die MATLAB®-Modellversion diente im Folgenden als Ausgangspunkt für die Entwicklung eines einfachen räumlich verteilten Modells auf Basis eines morphologisch-statistischen Ansatzes. Dieses Modell wurde am Vernagtferner (Ötztal, Österreich) getestet. Neben dem Abfluss wurden Punktmessungen der Massenbilanz als Zielfunktionen verwendet. Die Änderungen der Modellstruktur sowie die Simulationsergebnisse werden in Kapitel 3.2 (S. 21) erläutert.

Der verwendete Ansatz zur räumlichen Differenzierung von Schmelze und Akkumulation wurde in einer Korrelationsanalyse am gleichen Gletscher auf seine Gültigkeit überprüft. Die Ergebnisse dieser Analyse werden in Kapitel 3.3 (S. 23) vorgestellt.

Für die Simulation der Schmelze an schuttbedeckten Gletschern wurde das räumlich verteilte Modell um eine Routine zur Berechnung der Schmelze unter verschiedenen Schuttbedeckungen erweitert. Das Modell wurde daraufhin für die Anwendung an den Inyltschek Gletschern modifiziert. Dazu wurden im August 2012 Ablationsmessungen und ein Tracer-Experiment durchgeführt. Das Modell wurde getestet und auf Basis der gewonnenen Erkenntnisse weiter optimiert. Vorgehensweise und Simulationsergebnisse sind in Kapitel 3.4 (S. 25) erläutert.

Messungen der Schuttmächtigkeit und weitere Ablationsmessungen im Juli 2013 dienten dazu, das Modell weiter zu verbessern. Zudem wurde ein empirischer Ansatz zur Fortrechnung der Schutt- und Gletscherentwicklung entwickelt. Klimaszenarien der AKSU

TARIM-CLIM Gruppe wurden zur Simulation zukünftiger Schmelz- und Abflussmengen im Einzugsgebiet verwendet. Da diese Arbeiten noch nicht publiziert wurden, werden sie in detaillierterer Form vorgestellt (Kapitel 3.5, S. 28).

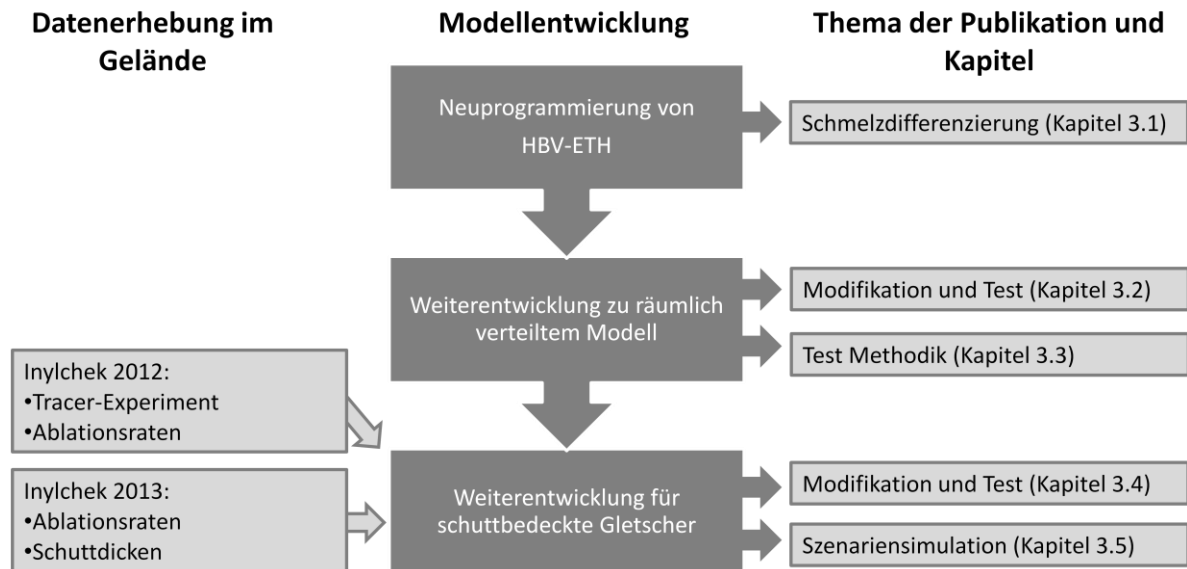


Abb. 4: Ablauf der kumulativen Dissertation.

Tab. 1: Im Rahmen der Dissertation verfasste Publikationen.

| Kapitel | Anhang | Publikation  |
|---------|--------|--|
| 3.1     | A      | HAGG, W., HOELZLE, M., WAGNER, S., MAYR, E., KLOSE, Z. (2013): Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. Global and Planetary Change, 110: S. 65-73.  |
| 3.2     | B      | MAYR, E., HAGG, W. (2012): Abflussmodellierung am Vernagtferner – warum auch einfache Modelle von detaillierten Beobachtungsdaten profitieren. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 45/46: S. 169-183.                          |
| 3.3     | C      | MAYR, E., HAGG, W., MAYER, C., BRAUN, L. (2013): Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance. Journal of Hydrology, 478: S. 40-49.                             |
| 3.4     | D      | MAYR, E., JUEN, M., MAYER, C., USUBALIEV, R., HAGG, W. (2014): Modeling Runoff from the Inylchek glaciers and Filling of Ice-Dammed Lake Merzbacher, Central Tian Shan. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 96 (4): S. 609-626. |
| 3.5     | -      | Publikation in Vorbereitung: Past and future melt and runoff at the Inylchek glaciers, Central Tian Shan.  |



### 3.1 Schmelzdifferenzierung im Rukhk Einzugsgebiet, obere Amu-Darya

*Anhang A (S. 45): HAGG, W., HOELZLE, M., WAGNER, S., MAYR, E., KLOSE, Z. (2013): Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. Global and Planetary Change, 110: S. 65-73.*

Das zusammengefasste konzeptionelle HBV-ETH Modell wurde verwendet, um zukünftige Änderungen der Vergletscherung und der Wasserverfügbarkeit des Rukhk Einzugsgebietes im tadschikischen Pamir zu ermitteln. Der dort entspringende Tanimas ist ein Zufluss des Amu-Darya, dessen Einzugsgebiet mit 69% einen Großteil des Zuflusses zum Aralsee stellt (UNEP 2006).

Das Rukhk Einzugsgebiet umfasst eine Fläche von 4306 km<sup>2</sup>, von denen 431 km<sup>2</sup> (10%) von Gletschern bedeckt sind. Die Gletscherfläche wurde unter Annahme von Temperaturanstiegen von +2,2°C und +3,1°C in das Jahr 2050 extrapoliert. Auf dieser Basis wurden anhand des Modells Aussagen über die zukünftigen Änderungen der Wasserverfügbarkeit getroffen.

Die hydrologische Modellierung und deren Analyse wurden von Dr. Wilfried Hagg vorgenommen. Eine Differenzierung des Anteiles der Eisschmelze am simulierten Abfluss ist jedoch mit dem HBV-ETH Modell nicht möglich. Zur Analyse dieses Anteils wurde daher das im Rahmen dieser Arbeit in MATLAB® neu aufgesetzte HBV-ETH Modell verwendet, welches eine differenzierte Betrachtung der verschiedenen Abflussanteile ermöglichte.

Für die Periode mit Abfluss- und Klimainformation (1985/86-1989/90) ergab die Simulation einen mittleren Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss von 32% bei einer Vergletscherung von 10% des Einzugsgebietes (Abb. 5, S. 21). KONOVALOV (1985) ermittelte für das Einzugsgebiet oberhalb der Abflussmessstation Kudara (15 km oberhalb des Rukhk-Einzugsgebietes, 13% vergletschert) mit einem Anteil von 37% einen vergleichbaren Wert.

Die Analyse der unterschiedlichen Abflussanteile spielte besonders bei der Simulation der Zukunftsszenarien eine große Rolle. Mit ihnen war es möglich, den Einfluss der Eisschmelze auf den Gesamtabfluss gesondert zu betrachten und damit die Auswirkungen einer verringerten Eisrücklage zu untersuchen. Dabei wurde eine Reduktion der Gletscherfläche um 36% (+2,2 °C) und um 45% (+3,1 °C) angenommen.

Diese Analyse ergab aufgrund der verminderten Gletscherfläche eine leichte Abnahme der Eisschmelze bei beiden Szenarien. Allerdings wird dieser Effekt durch die verstärkte Eisschmelze in Folge höherer Temperaturen zu einem Teil kompensiert.

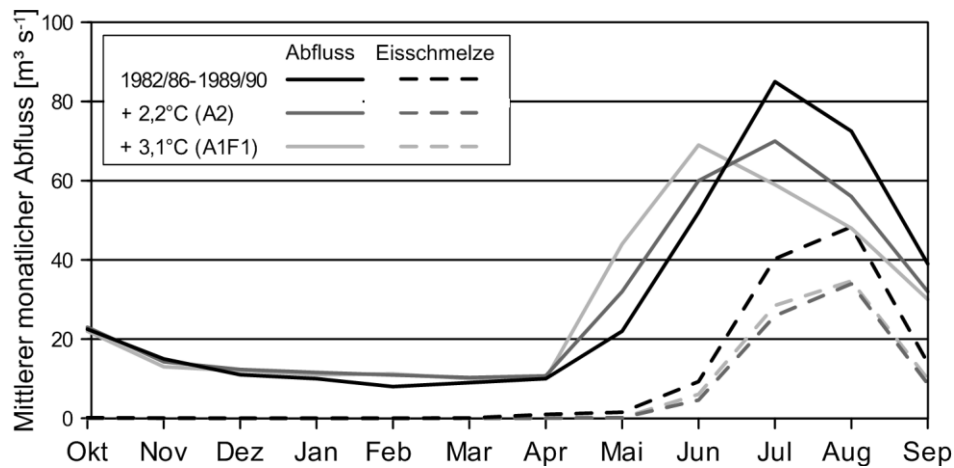


Abb. 5: Gesamtabfluss (durchgezogene Linie) und Eisschmelze (gestrichelte Linie) der Kalibrierperiode (schwarz) und der Zukunftsszenarien (grau).

### 3.2 Entwicklung und Test des räumlich verteilten Modells

Anhang B (S. 57): MAYR, E., HAGG, W., MAYER, C., BRAUN, L. (2013): Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance. *Journal of Hydrology*, 478: S. 40-49.

Das HBV-ETH Modell wurde zu einem räumlich verteilten Modell erweitert, in dem Schmelze und Akkumulation räumlich differenziert berechnet werden. Um den einfachen konzeptionellen Ansatz des Modells zu bewahren, werden keine meteorologischen, sondern topographische Informationen für diese Verteilung verwendet.

Zur Akkumulationsverteilung wird der Ansatz von Huss et al. (2008b) eingesetzt. Dabei werden neben der topographischen Höhe eines Punktes die jeweilige Hangneigung und Geländekrümmung bei der Schneeverteilung berücksichtigt (Abb. 6, S. 21). Dies soll die Umverteilung des Schnees durch Wind und Lawinen simulieren.

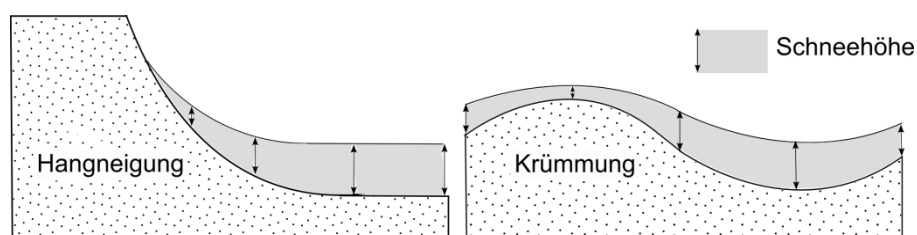


Abb. 6: Einfluss von Hangneigung und Krümmung auf die Akkumulationsverteilung.

Die räumliche Differenzierung der Schmelze erfolgt unter Verwendung der potentiellen kurzwelligen Solarstrahlung (Hock 1999). Diese wird für jeden Tag und jede Rasterzelle berechnet und wie folgt in den Temperatur-Index Ansatz eingebracht:

$$M = \begin{cases} (MF + R_{Snow/Ice} \cdot I) (T - T_0) & : T - T_0 > 0 \\ 0 & : T - T_0 \leq 0 \end{cases} \quad (3)$$

Dabei ersetzt der Schmelzfaktors  $MF$  [ $\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ] den Grad-Tag Faktor ( $DDF$ ) [ $\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ] (Hock 1999).  $MF$  wird mit der kurzwelligen Strahlung  $I$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] addiert. Die Strahlung  $I$  kann durch die Parameter  $R_{Snow}$  und  $R_{Ice}$  für Schnee- und Eisflächen gesondert angepasst werden.

Dieser Ansatz berücksichtigt sowohl Abschattungseffekte als auch die im Jahresgang variierende Sonnenhöhe. Die Schmelzdifferenzierung nach Expositionsclassen sowie der im Jahresverlauf variierende Grad-Tag Faktor des HBV-ETH Modells werden dadurch überflüssig.

Das so modifizierte Modell wurde am Vernagtferner getestet. Die Kalibrierung erfolgte in zwei Schritten: zuerst wurden 10.000 zufällige Parametersets berechnet. Dabei wurden der Abfluss sowie Punktmessungen der Winter- und Jahresmassenbilanz in Form von Zielfunktionen berücksichtigt.

Als Zielfunktionen wurden Abfluss sowie Punktmessungen der Winter- und Jahresmassenbilanz berücksichtigt. Anhand dieser Zielfunktionen wurde das vielversprechendste Set ausgewählt und manuell optimiert, bis die bestmöglichen Ergebnisse für die Kriterien Abfluss, Wintermassenbilanz und Jahresmassenbilanz erreicht wurden.

Die Berücksichtigung der Massenbilanz bei der Kalibrierung führte zu einer leichten Verschlechterung der Abflusssimulation. Die Wintermassenbilanz und die Jahresmassenbilanz in der Ablationszone wurden gut wiedergegeben, während die Jahresmassenbilanz im Akkumulationsbereich Ungenauigkeiten aufwies (Abb. 7, S. 23). Mögliche Gründe für diese Abweichung sind die zeitliche Auflösung des Modells sowie die fehlende Berücksichtigung von Sublimationsprozessen.

Das Modell wurde unter anderem anhand des Hitzejahres 2003 validiert. Die guten Simulationsergebnisse dieses Jahres weisen darauf hin, dass das Modell auch in veränderten meteorologischen Verhältnissen zuverlässige Resultate liefert.

Die Einsatzfähigkeit des neu entwickelten, räumlich verteilten Modells konnte durch die vorgestellten Simulationsergebnisse bestätigt werden.

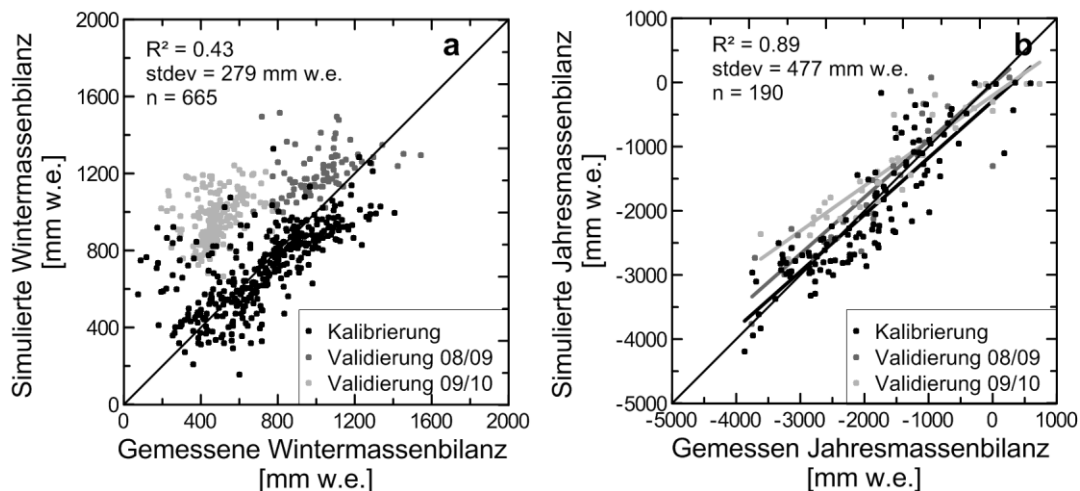


Abb. 7: Vergleich von simulierten und gemessenen Werten der Wintermassenbilanz und Jahresmassenbilanz an individuellen Messpunkten.

### 3.3 Analyse der räumlichen Verteilung von Akkumulation und Ablation

Anhang C (S. 67): MAYR, E., HAGG, W. (2012): Abflussmodellierung am Vernagtferner – warum auch einfache Modelle von detaillierten Beobachtungsdaten profitieren. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 45/46: S. 169-183.

Das zusammengefasste HBV-ETH Modell und das im Rahmen dieser Arbeit neu entwickelte räumlich verteilte Modell verwenden unterschiedliche Ansätze zur räumlichen Differenzierung von Schneeakkumulation und Schmelze von Schnee und Eis (vgl. Kapitel 3.2, S. 21). In diesem Arbeitsschritt wurde untersucht, wie gut die beiden Ansätze die tatsächliche Verteilung von Akkumulation und Ablation wiedergeben können und ob der neue Ansatz eine verbesserte Simulation ermöglicht. Dazu wurden die Verteilungsvariablen mit gemessenen Punktwerten von Akkumulation und Ablation der glaziologischen Jahre 2004/05 bis 2009/10 korreliert.

Schneeakkumulation wird im HBV-ETH Modell anhand der Geländehöhe verteilt. Dieser Zusammenhang wurde für alle verfügbaren Jahre mit Akkumulationsmessungen analysiert und konnte dort bestätigt werden (Tab. 2, S. 24).

Tab. 2: Korrelation ( $R^2$ ) der Höhenlage der Pegel mit der gemessener Schneehöhe am Ende der Akkumulationsperiode.

| Jahr    | Anzahl der Messungen | $R^2$ |
|---------|----------------------|-------|
| 2004/05 | 64                   | 0.16  |
| 2005/06 | 70                   | 0.80  |
| 2006/07 | 112                  | 0.31  |
| 2007/08 | 153                  | 0.41  |
| 2008/09 | 89                   | 0.59  |
| 2009/10 | 200                  | 0.16  |

Das erweiterte Modell berücksichtigt zusätzlich zur Geländehöhe die Faktoren Geländekrümmung und Hangneigung zur Schneeverteilung. Ihr Einfluss muss für einzelne Höhenzonen differenziert betrachtet werden, da die Höhenabhängigkeit der Akkumulation ihn sonst überlagert. Dies ergab, dass Geländekrümmung und Hangneigung einen Zusammenhang mit der Akkumulation zeigen, insbesondere wenn sie gemeinsam berücksichtigt werden (Tab. 3, S. 24).

Tab. 3: Korrelation zwischen Geländekrümmung, Hangneigung sowie dem Produkt von Geländekrümmung und Hangneigung und gemessener Schneehöhe in 50 m Höhenzonen (Messungen der Jahre 2004/05-2009/10).

| Höhenzone | Anzahl der Messungen | Korrelation der Schneehöhe mit: |             |                        |
|-----------|----------------------|---------------------------------|-------------|------------------------|
|           |                      | Krümmung                        | Hangneigung | Krümmung × Hangneigung |
| 2800-2850 | 14                   | -0.18                           | -0.07       | -0.17                  |
| 2850-2900 | 29                   | 0.13                            | -0.26       | 0.02                   |
| 2900-2950 | 59                   | 0.37                            | -0.24       | 0.28                   |
| 2950-3000 | 79                   | 0.33                            | -0.10       | 0.21                   |
| 3000-3050 | 92                   | 0.16                            | -0.27       | -0.05                  |
| 3050-3100 | 72                   | 0.00                            | 0.27        | 0.20                   |
| 3100-3150 | 80                   | 0.20                            | 0.20        | 0.37                   |
| 3150-3200 | 72                   | 0.27                            | 0.09        | 0.29                   |
| 3200-3250 | 59                   | 0.15                            | -0.26       | 0.00                   |
| 3250-3300 | 40                   | -0.04                           | 0.22        | 0.13                   |
| 3300-3350 | 17                   | 0.21                            | 0.36        | 0.37                   |
| 3350-3400 | 14                   | 0.21                            | 0.36        | 0.37                   |
| 3400-3450 | 11                   | 0.58                            | 0.38        | 0.71                   |
| 3450-3500 | 23                   | 0.20                            | -0.05       | 0.18                   |

Schmelze wird beim HBV-ETH Modell anhand der Exposition differenziert, im erweiterten Modell mit Hilfe der potenziellen kurzweiligen Einstrahlung. Da die Temperaturänderung mit der Höhe den Zusammenhang zwischen Solarstrahlung und Schmelze überlagert, werden auch hier die Höhenzonen gesondert betrachtet.

Der Zusammenhang zwischen den Verteilungskriterien und den gemessenen Werten war insgesamt, verglichen mit der Akkumulation, weniger stark ausgeprägt. Dennoch zeigt die

kurzwellige Einstrahlung eine höhere Korrelation. Generell zeigt sich, dass der Einfluss von Exposition und Strahlung in den höheren Bereichen von der Winterbilanz gestört und teils ganz überlagert wird (Tab. 4, S. 25).

Tab. 4: Korrelation zwischen Exposition, potenzieller kurzwelliger Solarstrahlung und gemessener Ablation in 50 m Höhenzonen (Messungen der Jahre 2004/05-2009/10).

| Höhenzone  | Anzahl der Pegel | Anzahl der Messungen | Korrelation der Ablation mit: |           |
|------------|------------------|----------------------|-------------------------------|-----------|
|            |                  |                      | Exposition                    | Strahlung |
| 2800- 2850 | 1                | 6                    | -                             | -         |
| 2850- 2900 | 4                | 13                   | 0.59                          | 0.60      |
| 2900-2950  | 9                | 49                   | 0.51                          | 0.54      |
| 2950-3000  | 9                | 42                   | -0.13                         | 0.27      |
| 3000-3050  | 3                | 18                   | 0.11                          | 0.23      |
| 3050-3100  | 6                | 22                   | -0.37                         | -0.02     |
| 3100-3150  | 4                | 13                   | -0.16                         | -0.05     |
| 3150-3200  | 3                | 16                   | -0.51                         | -0.50     |
| 3200-3250  | 1                | 1                    | -                             | -         |
| 3250-3300  | 4                | 10                   | 0.08                          | 0.59      |

Insgesamt bestätigen die hier ermittelten Ergebnisse den Einsatz der beiden angeführten Ansätze. Durch die Weiterentwicklung vom zusammengefassten zum räumlich verteilten Modell lässt sich die Simulation von Schmelze und Akkumulation weiter verbessern.

### 3.4 Weiterentwicklung und Test des Modells zum Einsatz an schuttbedeckten Gletschern

*Anhang D (S. 82): MAYR, E., JUEN, M., MAYER, C., USUBALIEV, R., HAGG, W. (2014): Modeling Runoff from the Inylchek glaciers and Filling of Ice-Dammed Lake Merzbacher, Central Tian Shan. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 96 (4): S. 609-626.*

Für den Einsatz an den teilweise schuttbedeckten Inyltschek Gletschern im Tien Schan, Kirgisistan, musste das räumlich verteilte Modell in verschiedenen Punkten angepasst und weiterentwickelt werden. Dabei wurden sowohl der Einfluss der Schuttbedeckung auf die Eisschmelze, als auch die besonderen Abflussverhältnisse des Einzugsgebietes berücksichtigt. Im Juli 2012 wurde der Zusammenhang zwischen Schmelze und Schuttbedeckung durch detaillierte Ablationsmessungen untersucht. Anhand von Temperaturdaten der meteorologischen Station Peremitschka am Ostrand des Merzbachersees wurden daraus im Rahmen der zweiten Dissertation des AKSU TARIM-MELT Projektes durch Martin Juen Grad-Tag Faktoren für Blankeis ( $DDF_{Bl}$ ) [ $m\ d^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ] sowie für schuttbedecktes Eis ( $DDF_{DI}$ )

[m d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>] ermittelt. Der Grad-Tag Faktor für schuttbedecktes Eis ist hierbei von der Mächtigkeit der Schuttbedeckung abhängig (*DCT*) [m].

$$DDF_{BI} = 0.0063 \quad (4)$$

$$DDF_{DI} = DCT^{-0.3625} * 0.0011 \quad (5)$$

Der Grad-Tag Faktor ist ein wichtiger freier Parameter der Temperatur-Index Methode. Um die empirischen Grad-Tag Faktoren zu berücksichtigen, aber auch weiterhin seine Kalibrierung zu ermöglichen, wurde folgende Vorgehensweise gewählt:

Der Grad-Tag Faktor einer individuellen Schuttmächtigkeit wird mit dem für Blankeis ins Verhältnis gesetzt und dieses Verhältnis mit der für diesen Punkt vom Modell simulierten Blankeisschmelze ( $M_{BI}$ ) [mm d<sup>-1</sup>] (Formel 3, S. 22) multipliziert. Eine Änderung des Grad-Tag Faktors hat somit Einfluss auf die Schmelze unter Schutt, das relative Verhältnis zur Blankeisschmelze bleibt aber erhalten.

$$M_{DI} = M_{BI} * \left( \frac{DDF_{DI}}{DDF_{BI}} \right) \quad (6)$$

Informationen über die Schuttverteilung standen zum damaligen Zeitpunkt noch nicht zur Verfügung. Aus diesem Grund wurde die Schuttmächtigkeit auf Basis eigener Beobachtung und bestehender Theorien (ANDERSON 2000) abgeschätzt.

Zur Kalibrierung des Modells kam der automatische Kalibrieralgorithmus AMALGAM zum Einsatz. Da keine Massenbilanzdaten der Inyltschek Gletscher zur Kalibrierung vorlagen, wurde der Massenbilanzgradient umliegender Gletscher herangezogen.

Zur Validierung der Ergebnisse wurden zudem alle verfügbaren Informationen über die Gletscher zusammengetragen (Gleichgewichtslinie, lokale Massenbilanzen). Dazu wurden unter anderem Ergebnisse der Analyse von Fernerkundungsdaten hinsichtlich der Gletscheränderungen der AKSU TARIM-CLIM Gruppe verwendet. Die drei verfügbaren glaziologischen Jahre mit Klima- und Abflussdaten 1963/64, 1964/65 und 1980/81 wurden zu drei *Split Samples* (KLEMES 1986; XU 1999) mit je zwei Kalibrierungsjahren und einem Validierungsjahr kombiniert.

Die Möglichkeit eines permanenten Abflusses aus dem Merzbacher See muss bei der Simulation des Gesamtabflusses berücksichtigt werden. Sein potenzieller Anteil wurde daher mittels inverser Modellierung ermittelt. Dazu wurden verschiedene prozentuale Anteile des Seezuflusses von Nordinyltschek angenommen und individuell kalibriert. Für die Seeausbrüche der Jahre 1957 bis 1982 konnte das zwischen zwei Ausbrüchen im See gesammelte Wasser mit von NG & LIU (2009) berechneten Ausbruchsvolumina verglichen

werden. Die Ergebnisse der Simulationen der Seefüllung unterstützen die Theorie eines permanenten Abfluss aus dem Merzbacher See. Dieser beträgt vermutlich einen Anteil von 40 bis 50% des Zuflusses vom Nördlichen Inyltschek.

Der Kalibrieralgorithmus AMALGAM erreichte innerhalb von 20.000 Iterationen stabile Parameterwerte. Das Modell erzielte mit den dabei ermittelten Parametern gute Simulationsergebnisse. Sowohl Abfluss (Abb. 8, S. 27), Massenbilanzgradient als auch die zusätzlich zur Validierung herangezogenen Daten konnten gut dargestellt werden.

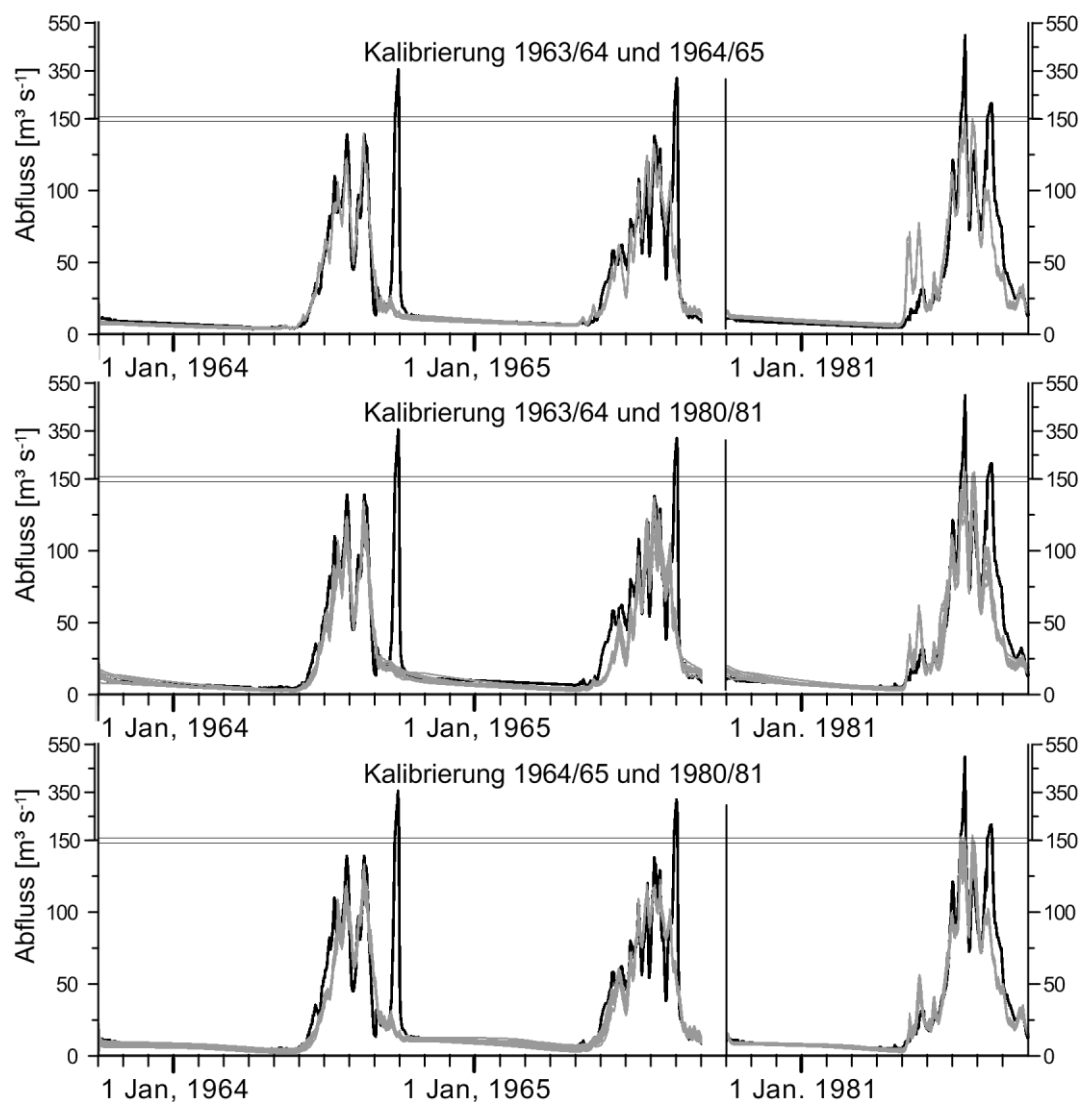


Abb. 8: Gemessener und simulierter Abfluss der Inyltschek Gletscher.

Die Verwendung des Massenbilanzgradienten hilft dabei die Parameterunsicherheit zu reduzieren. Ihr Einfluss ist durch die räumliche und zeitliche Zusammenfassung der Daten jedoch geringer als der des, in täglichen Werten vorliegenden, Abflusses.

Die guten Simulationsergebnisse belegen die Funktionsfähigkeit des weiterentwickelten Modells an den schuttbedeckten Inyltschek Gletschern. Dies motiviert dazu, das Modell auch



auf Basis von Klimaszenarien für die Simulation von Schmelze und Abfluss in der Zukunft einzusetzen.

### **3.5 Szenariensimulation**

*Publikation in Vorbereitung: Past and future melt and runoff at the Inylchek glaciers, Central Tian Shan.*

Für die Simulation der Szenarien wurde das oben beschriebene Modell erneut weiterentwickelt. Messungen der Schuttmächtigkeit ermöglichten nun die Berechnung der Schuttverteilung anhand von ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) Level 1B granule Satellitenbildern. Seen und Eiskliffs wurden mit Hilfe von RapidEye-Aufnahmen kartiert und individuelle Schmelzroutinen in das Modell implementiert. Einfache Methoden zur Änderung der Schuttverteilung und der Gletscherfläche wurden entwickelt und eingesetzt. Die Kalibrierung des Modells wurde entsprechend Kapitel 3.4 (S. 25) durchgeführt. Klimadaten der AKSU TARIM-CLIM Gruppe wurden zur Simulation von Vergleichszeitreihen verwendet. Die Ergebnisse wurden noch nicht veröffentlicht. Aus diesem Grund wird im Folgenden in detaillierterer Form auf die Vorgehensweise und die bisherigen Ergebnisse eingegangen.

#### **3.5.1 Erfassung der Schuttmächtigkeit**

Im Juli 2013 wurden im Rahmen dieser Arbeit Messungen der Schuttmächtigkeit am Südlichen Inyltschek durchgeführt. Dazu wurden in 13 Arealen in Höhen von 3200 bis 3300 m ü. NN. je neun Messungen in einem Raster von 90 x 90 m durchgeführt. Die Ergebnisse wurden für jedes Areal gemittelt und dienten als Input für die Bestimmung der Schuttmächtigkeit auf der Basis von ASTER-Daten.

Die ASTER-Analyse wurde von Martin Juen im Rahmen der zweiten Dissertation des AKSU TARIM-MELT Projektes durchgeführt. Die genaue Vorgehensweise ist in Juen et al. (2014) beschrieben. Analog der Methode von Pu et al. (2006) wurde dabei die Landoberflächentemperatur aus dem thermalen Infrarotkanal berechnet. Mittels eines empirischen Ansatzes konnte ein exponentieller Zusammenhang zwischen Landoberflächentemperatur und den gemessenen Schuttmächtigkeiten ermittelt werden.

Daraus wurden im Folgenden die Schuttmächtigkeiten für die gesamte Gletscherfläche berechnet (Abb. 9, S. 29).

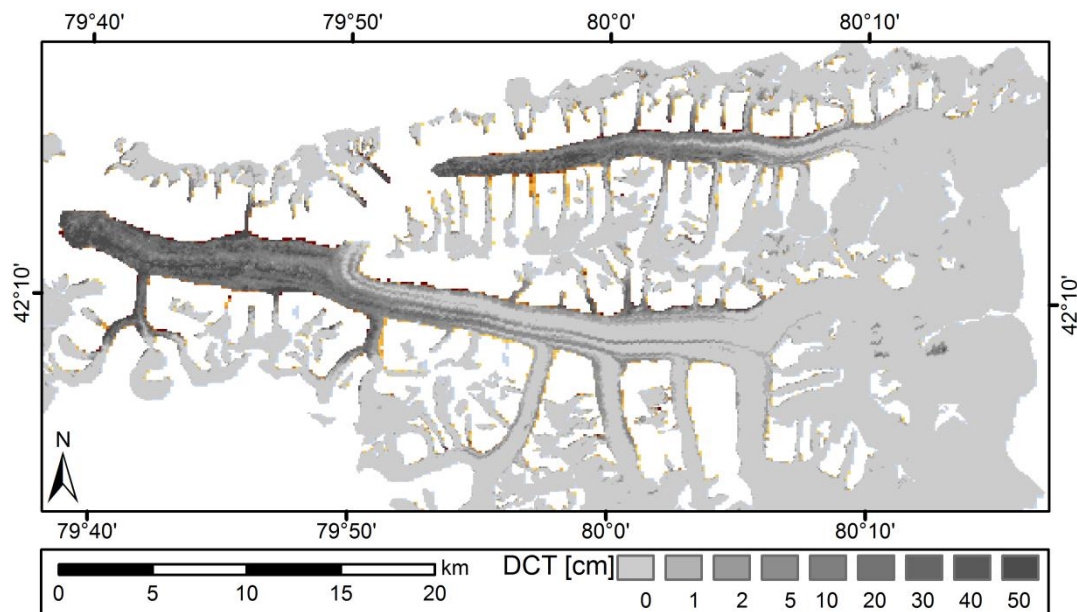


Abb. 9: Mit ASTER ermittelte Schuttverteilung der Inylchek Gletscher.

### 3.5.2 Schmelzroutine für Schuttflächen, Eiskliffs und supraglaziale Seen

Die im vorhergegangenen Kapitel beschriebene Methode zur Erfassung der Schuttmächtigkeit ermöglicht eine detailliertere Darstellung der Schuttverteilung als der in Kapitel 3.4 (S. 25) beschriebene Ansatz. Nun konnten auch sehr geringe Schuttmächtigkeiten differenziert werden. Diese weisen, wie in Kapitel 1.2.3 (S. 8) erläutert, eine erhöhte Schmelze gegenüber Blankeis auf. Um dies zu berücksichtigen, musste die Schmelzroutine angepasst werden. Als kritische Schuttmächtigkeit (*DCT*) wurde anhand der Ablationsmessungen ein Wert von 0,0075 m ermittelt. Die höchsten Schmelzraten wurden unter Schutt mit einer Mächtigkeit von 0,0058 m beobachtet. Die Schmelze in Bereichen mit Schuttmächtigkeiten unter oder gleich diesem Wert konnte am besten durch eine lineare Funktion dargestellt werden, die nun ebenfalls in das Modell implementiert wurde:

$$DDF = 0,0953 * DCT + 0,0063 \quad : \quad DCT \leq 0,0058 \quad (7)$$

Eiskliffs und supraglaziale Seen wurden anhand von RapidEye Aufnahmen aus dem Jahr 2011 kartiert (Tab. 5, S. 30). Die Strukturen bedecken nur in Ausnahmefällen eine komplette Rasterzelle des Modells (Zellgröße 180 x 180 m). Daher wird der prozentuale Anteil von Seen und Eiskliffs verschiedener Exposition an jeder Rasterzelle ermittelt. Die potentielle

Schmelze für diese Bereiche wird dann zuerst für die gesamte Zelle berechnet und dann entsprechend ihres tatsächlichen Flächenanteils reduziert.

Tab. 5: Anzahl und Flächenanteil von Eiskliffs und supraglaziale Seen an den Inyltschek Gletschern.

|                           | Anzahl | Gesamtfläche<br>[km <sup>2</sup> ] | Mittlere Fläche<br>[m <sup>2</sup> ] | Anteil an<br>Gletscherfläche<br>[%] |
|---------------------------|--------|------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|
| <b>Seen</b>               | 390    | 1,68                               | 4306                                 | 0,24                                |
| <b>Eiskliffs Nord</b>     | 985    | 3,01                               | 3057                                 | 0,44                                |
| <b>Eiskliffs Süd</b>      | 56     | 0,18                               | 3289                                 | 0,03                                |
| <b>Eiskliffs Ost/West</b> | 846    | 1,75                               | 2069                                 | 0,26                                |

Die Schmelze an Eiskliffs wurde anhand empirischer Grad-Tag Faktoren berechnet, die im August 2012 ermittelt wurden. Dabei werden die Expositionen Süd, Nord sowie West/Ost unterschieden ( $DDF$  [mm d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>]: Süd: 8,5, Nord: 5,3, Ost/West: 7,1). Eine durchschnittliche Hangneigung von 45° wird angenommen und die Fläche der Eiskliffs bei der Berechnung ihrer Eisschmelze dementsprechend vergrößert.

Aufgrund mangelnder Wärmekonvektion am Seeboden (SAKAI et al. 2009) ist die Schmelze unter supraglazialen Seen primär von der Schuttbedeckung abhängig. Die Schmelzberechnung erfolgt demnach über den bereits vorgestellten Zusammenhang zwischen Grad-Tag Faktoren und der Schuttmächtigkeit der entsprechenden Rasterzelle (Formel 5, S. 26). Statt der Lufttemperatur wird jedoch eine konstante Wassertemperatur von 1 °C (ROEHL 2008) angenommen. Die Schmelzraten an den Rändern der Seen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht erhoben und konnten daher im Modell nicht berücksichtigt werden. Angesichts des geringen Flächenanteils supraglazialer Seen von nur 0,24% der Gesamtfläche der Inyltschek Gletscher, ist dieser Fehler jedoch vermutlich vernachlässigbar.

### 3.5.3 Anpassung von Gletscherfläche und Schuttbedeckung

Die üblichen Methoden zur Anpassung der Gletscherfläche auf Klimaänderungen, wie zum Beispiel das *Volume-Area Scaling* (CHEN & OHMURA 1990), kann auf schuttbedeckten Gletschern nicht eingesetzt werden (siehe Kapitel 1.2.3, S. 8). Aus diesem Grund wurde im Rahmen dieser Arbeit ein einfacher empirischer Ansatz zur Flächenanpassung entwickelt:

Die ältesten verfügbaren Satellitenbilder der Gletscher sind stereoskopische KH-9 Hexagon Aufnahmen aus dem Jahr 1974, welche von der AKSU TARIM-RS Gruppe bearbeitet und zur Verfügung gestellt wurden. Diese Bilder wurden mit den RapidEye Aufnahmen von 2011

verglichen. Ein Zungenrückgang war nicht zu beobachten. Durch das Einsinken der Gletscheroberfläche hat sich jedoch die Breite der Gletscherzunge verringert. Dieser Flächenverlust wurde für Höhenzonen von je 100 m differenziert gemessen und die Änderung für den Zeitraum 2070-2100 fortgerechnet. Dies ergab eine Reduktion der Gletscherfläche um 10,4%.

Ein ähnlicher Ansatz wurde bei der Fortrechnung der Schuttbedeckung verfolgt. Bei Massenverlusten wird zunehmend Schutt ausgeschmolzen und auf der Gletscheroberfläche akkumuliert (ANDERSON 2000). Durch den Vergleich von Corona und RapidEye-Aufnahmen konnte eine Verbreiterung der Schuttbereiche in diesem Zeitraum festgestellt werden und für den Zeitraum 2070-2100 fortgerechnet werden (vgl. JOUVET et al. 2011). Die dabei neu mit Schutt bedeckten Rasterzellen werden mit den Werten der Schuttmächtigkeit der umliegenden Bereiche belegt. Die Schuttbedeckung ehemaliger Randbereiche wird ebenfalls erhöht. Sie berechnet sich aus dem Mittelwert ihrer vorherigen Schuttmächtigkeit und der benachbarter, nicht im Randbereich liegender Rasterzellen.

Berücksichtigt man die oben erläuterte Anpassung der Gletscherfläche, hat sich die Fläche der schuttbedeckten Bereiche trotz ihrer Flächenerweiterung um 19,7% reduziert, da der Gletscher vor allem im schuttbedeckten Teil an Fläche verloren hat.

#### **3.5.4 Berechnung des permanenten Seeausflusses**

In Kapitel 3.4 (S. 25) wurde der permanente Abfluss des Merzbachersees auf der Basis des täglichen Zustromes vom Nördlichen Inyltschek berechnet. Die Annahme eines permanenten Abflusses wurde durch die Simulationsergebnisse bestätigt. Dies motivierte dazu, den Ansatz zur Berechnung des permanenten Abflusses weiter zu verbessern. Das Volumen des permanenten Abflusses ist vermutlich stärker vom Seevolumen als vom täglichen Zustrom in den See abhängig. Um dies zu berücksichtigen, wurde im Modell ein weiterer Speicher implementiert, welcher das aktuelle Füllvolumen des Sees anhand des Zustromes vom Nördlichen Inyltschek in den See berechnet. Als permanenter Seeabfluss wird dann ein Prozentanteil des Seevolumens angenommen und vom selbigen abgezogen. Dieser Anteil wurde erneut anhand inverser Modellierung unter Vergleich des simulierten Seevolumens mit den, von NG & LIU (2009) berechneten, Ausbruchsvolumina ermittelt (vgl. Kapitel 3.4, S. 25). Dies ergab einen Anteil des täglichen permanenten Ausflusses am aktuellen Seevolumen von 0,35%.

### 3.5.5 Verwendete Klimaszenarien

Um den Einfluss des Klimawandels auf Schmelze und Abfluss zu quantifizieren, wurde das Modell mit Klimadaten zweier 30 jähriger Zeitreihen (1970/71-1999/2000 und 2070/71-2099/2100) angetrieben und die Ergebnisse miteinander verglichen. Die dazu verwendeten Daten von Tagesmitteltemperatur und täglichen Niederschlagssummen wurden von der AKSU TARIM-CLIM Gruppe bereitgestellt.

Diese verwendeten das regionale Klimamodell REMO 2009 für ein dynamisches Downscaling des globalen Klimamodells GCM ECHAM 5. Die dabei gewonnen Daten wurden an Stationsdaten korrigiert. Dies erfolgte bei der Temperatur anhand einer linearen Bias-Korrektur (PIANI et al. 2010a) und beim Niederschlag anhand eines verteilungsbasierten Ansatzes basierend auf Gamma-Verteilung (PIANI et al. 2010b). Die Periode in der Vergangenheit wurde dabei mit einem Standard-Kontrollscenario angetrieben, welches auf den beobachteten Treibhausgaskonzentrationen basiert. Das Zukunftsszenario beruht auf dem SRES A1B Szenario (NAKIĆENović et al. 2000).

An der Klimastation Koilju, welche für die Kalibrierung des Schmelz- und Abflussmodells verwendet wurde, lagen längere Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag lediglich in Form 10-tägiger Daten vor. Diese wurden von Birgit Mannig von der Universität Würzburg wie folgt zu den benötigten täglichen Daten verdichtet:

Die Entscheidung für oder gegen Niederschlag an einem bestimmten Tag wurde nach KATZ (1977) durch einen Markov Chain Ansatz getroffen. Die Niederschlagsmenge basiert auf einer Gamma-Verteilung, deren Parameter aus den drei verfügbaren Jahren mit täglichen Niederschlagsdaten gewonnen wurden (KATZ 1977).

Um tägliche Temperaturdaten zu erstellen, erfolgte ein Downscaling von ERA40 Reanalysedaten (UPPALA et al. 2005) mit REMO 2009. Die 10-tägigen Mittel dieser Daten wurden mit den beobachteten Mitteln verglichen und die täglichen Daten mit dieser Differenz anhand eines Delta-T-Ansatzes korrigiert.

Im so entstandenen Klimaszenario weist die Zeitreihe 2070/71-2099/2100 gegenüber der Vergleichsperiode 1970/71-1999/2000 eine um +4,3°C angestiegene Temperatur und eine gleichzeitige Reduzierung der Niederschläge um 8,9% auf.

### 3.5.6 Simulation der Zeitreihen 1970/71-1999/2000 und 2070/71-2099/2100

Die Vergleichszeitreihen 1970/71 bis 1999/2000 und 2070/71 bis 2099/2100 (im Folgenden Periode 1 und Periode 2 genannt) wurden mit allen, in der Kalibrierung der drei Split Samples ermittelten, Parametersets simuliert. Die Periode 2 wurde dabei sowohl mit der Gletscherfläche und Schuttbedeckung der Periode 1 als auch mit angepasster Eisfläche und Schuttbedeckung (vgl. Kapitel 3.5.3, S. 30) berechnet.

Die Simulationsergebnisse der drei Split Samples zeigten keine großen Unterschiede. Daher werden im Folgenden exemplarische Ergebnisse eines Split Samples (Kalibrierungszeitraum 1964/64 und 1980/81) vorgestellt. Dazu wurden alle Sets mit einem Nash-Sutcliffe Koeffizienten ( $R^2$ ) über 0.9 ausgewählt und ihre mittleren monatlichen Abflussraten für die Perioden 1 und 2 berechnet.

Die einzelnen Parametersets erzielten dabei vergleichbare Ergebnisse. Die mittlere Abweichung der jährlichen Abflusssummen des Gesamtabflusses sowie des durch Eisschmelze gebildeten Abflusses vom jeweiligen Mittelwert beträgt maximal 3%.

In Abb. 10 (S. 33) werden daher die jeweiligen Mittelwerte aller Parametersets dargestellt. Der Abfluss hat sich bei beiden Varianten der Periode 2 erheblich erhöht. Wird die Gletscherfläche gleich belassen, nimmt er um 148% zu, bei reduzierter Gletscherfläche um 112%. Eisschmelze stellt in allen Szenarien einen Großteil des Abflusses zur Verfügung. In Periode 1 werden 81% des Abflusses von Eisschmelze gestellt, in Periode 2 bei gleichbleibender Gletscher- und Schuttfläche 92% und bei angepasster Fläche 91%.

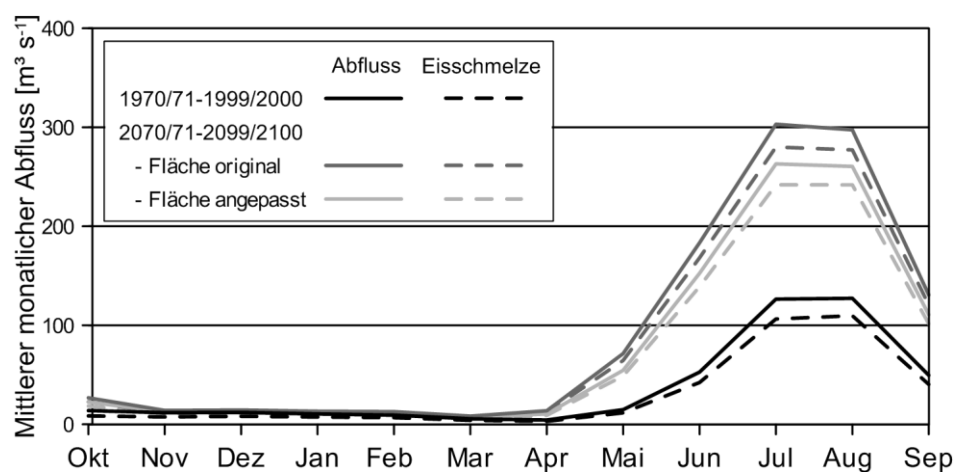


Abb. 10: Gesamtabfluss (durchgezogene Linie) und Eisschmelze (gestrichelte Linie) der Periode 1970/71 bis 1999/2000 (schwarz) und der beiden Varianten der Periode 2070/71 bis 2099/2100 (grau).

Der Anteil von Schmelze unter Schutt an der Gesamtschmelze des Gletschers ist der Tab. 6 (S. 34) zu entnehmen. Dabei wird für Periode 2 lediglich die Version mit angepasster Gletscher- und Schuttfläche vorgestellt. In beiden Perioden ist der Anteil der Schmelze unter Schuttoberflächen höher als ihr Flächenanteil.

Tab. 6: Flächenanteil von Blankeis und schuttbedecktem Eis an der Gletscherfläche und ihr Anteil an der Gesamtschmelze des Gletschers.

|                     | <b>Periode 1: 1970/71-1999/2000</b> |                      | <b>Periode 2: 2070/71-2099/2100</b> |                      |
|---------------------|-------------------------------------|----------------------|-------------------------------------|----------------------|
|                     | <b>Flächenanteil</b>                | <b>Schmelzanteil</b> | <b>Flächenanteil</b>                | <b>Schmelzanteil</b> |
|                     | <b>[%]</b>                          | <b>[%]</b>           | <b>[%]</b>                          | <b>[%]</b>           |
| Blankeis            | 77,3                                | 60,6                 | 79,6                                | 72,4                 |
| Schuttbedecktes Eis | 22,7                                | 39,4                 | 20,4                                | 27,7                 |

Der Anteil von Eiskliffs und supraglazialen Seen an der Schmelze in schuttbedeckten Bereichen ist in Tab. 7 (S. 34) dargestellt. Da ihr flächenmäßiger Anteil an der Schuttfläche im hier verwendeten Ansatz nicht verändert wurde, sind nur die Ergebnisse der Periode 1 dargestellt. Der Anteil supraglazialen Seen an der Schmelze in schuttbedeckten Bereichen ist geringer als ihr Flächenanteil an den schuttbedeckten Gletscherbereichen. Die Schmelze an Eiskliffs ist beträchtlich höher als ihr Flächenanteil.

Tab. 7: Flächenanteil von supraglazialen Seen und Eiskliffs an der schuttbedeckten Gletscherfläche und ihr Anteil an deren Schmelze.

|                    | <b>Periode 1: 1970/71-1999/2000</b> |                      |
|--------------------|-------------------------------------|----------------------|
|                    | <b>Flächenanteil</b>                | <b>Schmelzanteil</b> |
|                    | <b>[%]</b>                          | <b>[%]</b>           |
| Supraglaziale Seen | 0,52                                | 0,21                 |
| Eiskliffs          | 1,59                                | 8,9                  |

### 3.5.7 Diskussion der Simulationsergebnisse

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass der Klimawandel zu einer beträchtlichen Erhöhung des Abflusses des Einzugsgebietes führen wird. Diese Erhöhung beruht vor allem auf der Vergrößerung des Ablationsgebietes. Die simulierten Änderungen der Gletscherfläche und der Schuttbedeckung bewirken nur eine geringfügige Reduktion des Abflusses. Um die potenzielle Gletscherfläche zu ermitteln, ab der sich die Abflussmenge verglichen mit der Periode 1 reduziert wird, wären Simulationen mit einer weiter reduzierten Gletscherfläche sowie veränderter Schuttbedeckung interessant.

Der Anteil der Eisschmelze wird, verglichen mit anderen Studien im Zentralasien (HAGG et al. 2013; KONOVALOV 1985), sehr hoch simuliert. Der Anteil vergletschter Flächen im

Einzugsgebiet der Inyltschek Gletscher ist mit 46% jedoch ebenfalls deutlich höher. Die verhältnismäßige Erhöhung des Anteils der Eisschmelze am Gesamtabfluss von Periode 2 verglichen mit Periode 1 wird primär durch die Vergrößerung des Ablationsgebietes hervorgerufen. Zudem wird dieser Effekt durch die allgemeinen Erhöhung der Eisschmelze aufgrund des Temperaturanstieges sowie der Niederschlagsabnahme des Klimaszenarios (8,9%) verstärkt.

Der Schmelzanteil der schuttbedeckten Gletscherteile ist in beiden Perioden höher als ihr Flächenanteil. Dies spricht jedoch einem isolierenden Effekt des Schutts nicht entgegen. Da ein Großteil des Ablationsbereichs der Inyltschek Gletscher schuttbedeckt ist, findet Schmelze vielmehr primär in diesem Bereiche statt. Die Reduzierung des Schmelzanteils von Periode 2 gegenüber Periode 1 wird neben dem geringeren Flächenanteil durch die Vergrößerung des Ablationsgebietes bewirkt, das nun zunehmend auch schuttfreie Bereiche umfasst.

Der Schmelzanteil supraglazialer Seen ist geringer als ihr Flächenanteil an schuttbedeckten Bereichen. Dies beruht auf der vom Modell verwendeten Schmelzberechnung. Die Annahme einer durchschnittlichen Wassertemperatur von 1°C im Jahresverlauf reduziert die Schmelze in den Sommermonaten gegenüber den benachbarten Schuttflächen mit identischer Schuttmächtigkeit.

Eiskliffs haben einen, gegenüber ihrem Flächenanteil, erhöhten Anteil an der Schmelze. Diese Werte entsprechen den Werten anderer Studien. Der Miage-Gletscher mit seinen ebenfalls geringen Schuttmächtigkeiten ergab bei 1,3% Flächenanteil eine Schmelze von 7,4% (REID & BROCK 2014). Am Koxkar Gletscher wurden bei 1,7% Flächenanteil ein mit 12% Schmelzanteil höherer Wert gemessen (JUN et al. 2014). Grund dafür ist die dort deutlich mächtigere Schuttdecke.

Diese exemplarischen Simulationsergebnisse zeigen, dass das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Schmelz- und Abflussmodell für schuttbedeckte Gletscher für die Simulation von Klimaszenarien an den Inyltschek Gletschern eingesetzt werden kann. Im Rahmen des AKSU TARIM-CLIM Projektes werden auf Basis anderer Szenarien noch weitere Klimadaten zur Simulation erstellt. Anhand dieser kann eine Sensitivitätsanalyse der Abflussreaktion durchgeführt werden.



## 4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation wurde die Entwicklung und Anwendung eines räumlich verteilten Schmelz- und Abflussmodells für schuttbedeckte Gletscher beschrieben. Dabei konnte gezeigt werden, dass der morphologisch-statistische Ansatz zur räumlichen Verteilung von Akkumulation und Schmelze eine verbesserte Simulation ermöglicht. Das mit diesem Ansatz erweiterte Modell hat seine Einsatzfähigkeit zur Simulation von Schmelze und Abfluss am Vernagtferner in Österreich unter Beweis gestellt.

Auch das erweiterte Modell für die Simulation schuttbedeckter Gletscher konnte erfolgreich für seinen Einsatz an den Inyltschek Gletschern angepasst und zur Simulation eingesetzt werden. Für die dazu notwendige Analyse der speziellen Abflusssituation des Einzugsgebietes war das Modell sehr hilfreich. Die Existenz eines permanenten Abflusses aus dem Merzbacher See konnte anhand der Simulation bestätigt werden.

Die Schmelzsimulation anhand kalibrierbar integrierter empirischer Grad-Tag Faktoren zeigte gute Ergebnisse. Der automatische Kalibrierungsalgorithmus AMALGAM in Kombination mit der zusätzlichen Zielfunktion des Massenbilanzgradienten ermöglicht eine erfolgreiche Kalibrierung des Modells.

Die Simulation von Schmelze und Abfluss anhand von Szenarien zeigt, dass sowohl beim Rukhk-Einzugsgebiet als auch im Einzugsgebiet der Inyltschek-Gletscher deutliche Veränderungen zu erwarten sind. Die Folgen sind jedoch unterschiedlich. Während im Rukhk Einzugsgebiet der Abfluss in beiden simulierten Szenarien aufgrund der reduzierten Gletscherfläche leicht zurückgeht, nimmt er im Inyltschek Einzugsgebiet auf mehr als das Doppelte zu. Dies beruht vor allem auf dem hohen Anteil an Eisschmelze am Gesamtabfluss, welche im Rahmen einer Klimaerwärmung und der damit einhergehenden Vergrößerung des Ablationsgebietes erheblich zunimmt.

Der Abfluss im Inyltschek Einzugsgebiet wird sich bei einer fortschreitenden Reduktion der Gletscherfläche ebenfalls verringern. Bei welcher Flächenreduktion dies erreicht sein wird, ist eine interessante Fragestellung, die in zukünftigen Arbeiten untersucht werden sollte. Auch der Einfluss einer sich verändernden Schuttbedeckung kann in Form einer derartigen Sensitivitätsstudie untersucht werden.

Das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Schmelz- und Abflussmodell ist ein wertvolles Werkzeug zur Simulation an schuttbedeckten ebenso wie an schuttfreien Gletschern. Ein

Einsatz auf größere Gebiete innerhalb des Aksu Einzugsgebietes oder anderer wichtiger Einzugsgebiete ist für die Zukunft sehr gut vorstellbar. Da sowohl die Schuttverteilung als auch die Schmelzberechnung unter Schuttflächen auf empirischen Daten beruhen, müssen diese zumindest für einige repräsentative Gletscher der Einzugsgebiete individuell erstellt werden. Die Durchführung weiterer Feldmessungen ist daher unverzichtbar.

## Literaturverzeichnis

- AIZEN, V.B., AIZEN, E.M. (1998): Estimation of glacial runoff to the Tarim River, central Tien Shan. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters* (248): S. 191-198.
- AIZEN, V.B., AIZEN, E.M., KUZMICHONOK, V.A. (2007): Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. *Environmental Research Letters*, 2 (4): S. 10 S.
- AIZEN, V.B., AIZEN, E.M., MELACK, J.M., DOZIER, J. (1997): Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. *Journal of Climate*, 10 (6): S. 1393-1404.
- ANDERSON, R.S. (2000): A model of ablation-dominated medial moraines and the generation of debris-mantled glacier snouts. *Journal of Glaciology*, 46 (154): S. 459-469.
- BENN, D.I., BOLCH, T., HANDS, K., GULLEY, J., LUCKMAN, A., NICHOLSON, L.I., QUINCEY, D., THOMPSON, S., TOUMI, R., WISEMAN, S. (2012): Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, 114 (1-2): S. 156-174.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual model for Scandinavian catchments. *University of Lund Bulletin*, A 52: S. 143 S.
- BOLCH, T., KULKARNI, A., KAAB, A., HUGGEL, C., PAUL, F., COGLEY, J.G., FREY, H., KARGEL, J.S., FUJITA, K., SCHEEL, M. et al. (2012): The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*, 336 (6079): S. 310-314.
- BRAITHWAITE, R.J. (1995): Positive Degree-Day Factors for Ablation on the Greenland Ice-Sheet Studied by Energy-Balance Modeling. *Journal of Glaciology*, 41 (137): S. 153-160.
- BRAUN, L., ESCHER-VETTER, H., SIEBERS, M., WEBER, M. (2007): Water balance of the highly glaciated Vernagt basin, Ötztal Alps. *alpine space - man & environment: The Water Balance of the Alps*, 3: S. 33-42.
- BRAUN, L., REINWARTH, O., WEBER, M. (2012): Der Vernagtferner als Objekt der Gletscherforschung. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 45/46: S. 85-104.
- BRAUN, L.N., AELLEN, M. (1990): Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements: the Water Cycle*. IAHS Publications, 193: S. 99-106.
- BRAUN, L.N., GRABS, W., RANA, B. (1993): Application of a Conceptual Precipitation-Runoff Model in the Langtang-Khola Basin, Nepal Himalaya. *Snow and Glacier Hydrology* (218): S. 221-237.
- BRAUN, L.N., RENNER, C.B. (1992): Application of a Conceptual Runoff Model in Different Physiographic Regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal - Journal Des Sciences Hydrologiques*, 37 (3): S. 217-231.
- BRAUN, L.N., WEBER, M., SCHULZ, M. (2000): Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology*, 31: S. 19-25.
- CHEN, J., OHMURA, A. (1990): Estimation of alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements: the Water Cycle*. IAHS Publications, 193: S. 127-135.
- CHEN, Y.N., XU, C.C., HAO, X.M., LI, W.H., CHEN, Y.P., ZHU, C.G., YE, Z.X. (2009): Fifty-year climate change and its effect on annual runoff in the Tarim River Basin, China. *Quaternary International*, 208: S. 53-61.

- ESCHER-VETTER, H., KUHN, M., WEBER, M. (2009): Four decades of winter mass balance of Vernagtferner and Hintereisferner, Austria: methodology and results. *Annals of Glaciology*, 50 (50): S. 87-95.
- GLAZIRIN, G.E. (2010): A Century of Investigations on Outbursts of the Ice-Dammed Lake Merzbacher (Central Tien Shan). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 103 (2): S. 171-179.
- GLAZIRIN, G.E., POPOV, V.I. (1999): Lednik Severnyi Inylchek za poslednie poltora veka [Northern Inylchek Glacier in the last 150 years]. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy* [Data of Glaciological Studies], 87: S. 165-168. [In Russian].
- GLOBAL ADMINISTRATIVE AREAS (2012). GADM database of Global Administrative Areas, version 2.0. Available at: [www.gadm.org](http://www.gadm.org). (accessed August 2014)
- HAGG, W., BRAUN, L.N., WEBER, M., BECHT, M. (2006): Runoff modelling in glacierized Central Asian catchments for present-day and future climate. *Nordic Hydrology*, 37 (2): S. 93-105.
- HAGG, W., HOELZLE, M., WAGNER, S., MAYR, E., KLOSE, Z. (2013): Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. *Global and Planetary Change*, 110: S. 65-73.
- HAGG, W., MAYER, C., LAMBRECHT, A., HELM, A. (2008a): Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 90A (1): S. 55-63.
- HAGG, W., MAYER, C., LAMBRECHT, A., HELM, A., MICHAJLOW, W. (2008b): Glaciological results of the 2005 Expedition to Inylchek Glacier, Central Tian Shan. *Geography, Environment, Sustainability*, 1: S. 38-45.
- HAGG, W., SHAHGEDANOVA, M., MAYER, C., LAMBRECHT, A., POPOVNIN, V. (2010): A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections. *Global and Planetary Change*, 73 (3-4): S. 161-171.
- HAGG, W.J., BRAUN, L.N., UVAROV, V.N., MAKAREVICH, K.G. (2004): A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia. *Journal of Glaciology*, 50 (171): S. 505-510.
- HAN, H.D., WANG, J.A., WEI, J.F., LIU, S.Y. (2010): Backwasting rate on debris-covered Koxkar glacier, Tuomuer mountain, China. *Journal of Glaciology*, 56 (196): S. 287-296.
- HOCK, R. (1999): A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45 (149): S. 101-111.
- HOCK, R. (2005): Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29 (3): S. 362-391.
- HOELZLE, M., CHINN, T., STUMM, D., PAUL, F., ZEMP, M., HAEBERLI, W. (2007): The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change*, 56 (1-2): S. 69-82.
- HOTTELET, C., BLAZKOVA, S., BICIK, M. (1994): Application of the ETH Snow Model to 3 Basins of Different Character in Central-Europe. *Nordic Hydrology*, 25 (1-2): S. 113-128.
- HOYER, M. (2007): Untersuchung der Eisdickenverteilung des Vernagtferners basierend auf Georadardaten sowie der zeitlichen Entwicklung. Diploma Thesis, University of Applied Sciences, Würzburg-Schweinfurt, Germany.

- HUSS, M., BAUDER, A., FUNK, M., HOCK, R. (2008a): Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 113 (F01015): S. 1-11.
- HUSS, M., FARINOTTI, D., BAUDER, A., FUNK, M. (2008b): Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological Processes*, 22 (19): S. 3888-3902.
- JIANG, L.W. (2005): Water resources, land exploration and population dynamics in arid areas - The case of the Tarim River Basin in Xinjiang of China. *Population and Environment*, 26 (6): S. 471-503.
- JOUVET, G., HUSS, M., FUNK, M., BLATTER, H. (2011): Modelling the retreat of Grosser Aletschgletscher, Switzerland, in a changing climate. *Journal of Glaciology*, 57 (206): S. 1033-1045.
- JUEN, M., MAYER, C., LAMBRECHT, A., HAN, H., LIU, S. (2014): Impact of varying debris cover thickness on ablation: a case study for Koxkar Glacier in the Tien Shan. *Cryosphere*, 8 (2): S. 377-386.
- KASER, G., GROSSHAUSER, M., MARZEION, B. (2010): Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107 (47): S. 20223-20227.
- KATZ, R.W. (1977): Precipitation as a Chain-Dependent Process. *Journal of Applied Meteorology*, 16 (7): S. 671-676.
- KAYASTHA, R.B., TAKEUCHI, Y., NAKAWO, M., AGETA, Y. (2000): Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor. *Debris-Covered Glaciers* (264): S. 71-81.
- KIRKBRIDE, M.P. (1993): The temporal significance of transitions from melting to calving termini at glaciers in the central Southern Alps of New Zealand. *The Holocene*, 3: S. 323-240.
- KLEMES, V. (1986): Operational Testing of Hydrological Simulation-Models. *Hydrological Sciences Journal - Journal Des Sciences Hydrologiques*, 31 (1): S. 13-24.
- KOBOLTSCHNIG, G.R., SCHONER, W., ZAPPA, M., KROISLEITNER, C., HOLZMANN, H. (2008): Runoff modelling of the glacierized Alpine Upper Salzach basin (Austria): multi-criteria result validation. *Hydrological Processes*, 22 (19): S. 3950-3964.
- KOHNE, J.M., WÖHLING, T., POT, V., BENOIT, P., LEGUEDOIS, S., LE BISSONNAIS, Y., SIMUNEK, J. (2011): Coupled simulation of surface runoff and soil water flow using multi-objective parameter estimation. *Journal of Hydrology*, 403 (1-2): S. 141-156.
- KONOVALOV, V. (1985): Tayanie i Stok s Lednikov v Basseinakh rek Srednei Azii [Melt and glacier runoff in Central Asian river basins]. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, [In Russian].
- KONZ, M., SEIBERT, J. (2010): On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration. *Journal of Hydrology*, 385 (1-4): S. 238-246.
- KONZ, M., UHLENBROOK, S., BRAUN, L., SHRESTHA, A., DEMUTH, S. (2007): Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 (4): S. 1323-1339.
- KUHN, M., ABERMANN, J., BACHER, M., OLEFS, M. (2009): The transfer of mass-balance profiles to unmeasured glaciers. *Annals of Glaciology*, 50 (50): S. 185-190.

- KUHN, M., NICKUS, U., PELLET, F. (1982): Die Niederschlagsverhältnisse im inneren Ötztal. *Annalen der Meteorologie*, 19: S. 238-237.
- LIU, S.Y., DING, Y.J., SHANGGUAN, D.H., ZHANG, Y., LI, J., HAN, H.D., WANG, J., XIE, C.W. (2006): Glacier retreat as a result of climate warming and increased precipitation in the Tarim river basin, northwest China. *Annals of Glaciology*, 43: S. 91-96.
- MADSEN, H. (2000): Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology*, 235 (3-4): S. 276-288.
- MADSEN, H. (2003): Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in Water Resources*, 26 (2): S. 205-216.
- MATTSON, L.E. (2000): The influence of a debris cover on the midsummer discharge of Dome Glacier, Canadian Rocky Mountains. *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publications (264): S. 25-33.
- MAVLYUDOV, B.R. (1997): Drainage of the ice-dammed Mertzbacher Lake, Tien Shan. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy* [Data of Glaciological Studies], 81: S. 61-65. [In Russian].
- MAYER, C., ESCHER-VETTER, H., WEBER, M. (2012): 46 Jahre glaziologische Massenbilanz des Vernagtferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 45/46: S. 219-234.
- MAYER, C., LAMBRECHT, A., HAGG, W., HELM, A., SCHARRER, K. (2008): Post-drainage ice dam response at Lake Merzbacher, Inylchek glacier, Kyrgyzstan. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 90A (1): S. 87-96.
- MAYR, E., ESCHER-VETTER, H., MAYER, C., SIEBERS, M., WEBER, M. (2011): Glaciological and hydrometeorological long-term observation of glacier mass balance at Vernagtferner (Vernagt Glacier, Oetztal Alps, Austria). *Field Guides*, 22: S. 121-125.
- MIHALCEA, C., MAYER, C., DIOLAIUTI, G., LAMBRECHT, A., SMIRAGLIA, C., TARTARI, G. (2006): Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, Vol 43, 2006, 43: S. 292-300.
- NAKAWO, M., RANA, B. (1999): Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 81A (4): S. 695-701.
- NAKAWO, M., YOUNG, G.J. (1982): Estimate of Glacier Ablation under a Debris Layer from Surface-Temperature and Meteorological Variables. *Journal of Glaciology*, 28 (98): S. 29-34.
- NAKIĆENović, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., DE VRIES, B., FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRÜBLER, A., JUNG, T., KRAM, T. et al. (2000): IPCC special report on emissions scenarios (SRES).
- NG, F., LIU, S.Y. (2009): Temporal dynamics of a jokulhlaup system. *Journal of Glaciology*, 55 (192): S. 651-665.
- NICHOLSON, L., BENN, D.I. (2013): Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (5): S. 490-501.
- OHMURA, A. (2001): Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (4): S. 753-761.
- ØSTREM, G. (1959): Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41: S. 228-230.

- PARAJKA, J., MERZ, R., BLOSCHL, G. (2007): Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21 (4): S. 435-446.
- PIANI, C., HAERTER, J.O., COPPOLA, E. (2010a): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99 (1-2): S. 187-192.
- PIANI, C., WEEDON, G.P., BEST, M., GOMES, S.M., VITERBO, P., HAGEMANN, S., HAERTER, J.O. (2010b): Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 395 (3-4): S. 199-215.
- POPOVNIN, V., ROZOVA, A. (2002): Influence of Sub-Debris Thawing on Ablation and Runoff of the Djankuat Glacier in the Caucasus. *Nordic Hydrology*, 33: S. 9-94.
- PU, R.L., GONG, P., MICHISHITA, R., SASAGAWA, T. (2006): Assessment of multi-resolution and multi-sensor data for urban surface temperature retrieval. *Remote Sensing of Environment*, 104 (2): S. 211-225.
- QUINCEY, D.J., LUCKMAN, A., BENN, D. (2009): Quantification of Everest region glacier velocities between 1992 and 2002, using satellite radar interferometry and feature tracking. *Journal of Glaciology*, 55 (192): S. 596-606.
- REID, T.D., BROCK, B.W. (2010): An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *Journal of Glaciology*, 56 (199): S. 903-916.
- REID, T.D., BROCK, B.W. (2014): Assessing ice-cliff backwasting and its contribution to total ablation of debris-covered Miage glacier, Mont Blanc massif, Italy. *Journal of Glaciology*, 60 (219): S. 3-13.
- REINWARTH, O., ESCHER-VETTER, H. (1999): Mass balance of Vernagtferner, Austria, from 1964/65 to 1996/97: Results for three sections and the entire glacier. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 81A (4): S. 743-751.
- REYNOLDS, J.M. (2000): On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers. *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publications (264): S. 153-161.
- REZNICHENKO, N., DAVIES, T., SHULMEISTER, J., MCSAVENEY, M. (2010): Effects of debris on ice-surface melting rates: an experimental study. *Journal of Glaciology*, 56 (197): S. 384-394.
- ROEHL, K. (2008): Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology*, 54 (188): S. 867-880.
- ROZOS, E., EFSTRATIADIS, A., NALBANTIS, I., KOUTSOYIANNIS, D. (2004): Calibration of a semi-distributed model for conjunctive simulation of surface and groundwater flows. *Hydrological Sciences Journal - Journal Des Sciences Hydrologiques*, 49 (5): S. 819-842.
- SAKAI, A., NAKAWO, M., FUJITA, K. (1998): Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bulletin of Glacier Research*, 16: S. 58-66.
- SAKAI, A., NAKAWO, M., FUJITA, K. (2002): Distribution characteristics and energy balance of ice cliffs on debris-covered glaciers, Nepal Himalaya. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 34 (1): S. 12-19.
- SAKAI, A., NISHIMURA, K., KADOTA, T., TAKEUCHI, N. (2009): Onset of calving at supraglacial lakes on debris-covered glaciers of the Nepal Himalaya. *Journal of Glaciology*, 55 (193): S. 909-917.

- SAKAI, A., TAKEUCHI, N., FUJITA, K., NAKAWO, M. (2000): Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publications (264): S. 119-130.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., MUSY, A. (2004): Improved calibration of hydrological models: use of a multi-objective evolutionary algorithm for parameter and model structure uncertainty estimation. In: Webb, B., Arnell, N.W., Onof, C., MacIntyre, N., Gruney, R., Kirby, C. (Eds.), *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*. British Hydrological Society, London.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., NIGGLI, M., MUSY, A. (2005): A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9 (1-2): S. 95-109.
- SCHAEFLI, B., HUSS, M. (2011): Integrating point glacier mass balance observations into hydrologic model identification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15 (4): S. 1227-1241.
- SCHERLER, D., BOOKHAGEN, B., STRECKER, M.R. (2011): Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience*, 4 (3): S. 156-159.
- SEIBERT, J. (2000): Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4 (2): S. 215-224.
- SEIBERT, J., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, C., HALLDIN, S. (2000): Multiscale calibration and validation of a conceptual rainfall-runoff model. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 25 (1): S. 59-64.
- SHAHGEDANOVA, M., HAGG, W., ZACIOS, M., POPOVNIK, V. (2009): An Assessment of the Recent Past and Future Climate Change, Glacier Retreat, and Runoff in the Caucasus Region Using Dynamical and Statistical Downscaling and HBV-ETH Hydrological Model. *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-Boreal Eastern Europe*: S. 63-72.
- SHANGGUAN, D., BOLCH, T., DING, Y., KRÖHNERT, M., PIECZONKA, T., WETZEL, H., LIU, S. (2014): Elevation changes of Inylchek Glacier during 1974–2007, Central Tian Shan, Kyrgyzstan derived from remote sensing data. *The Cryosphere Discussions*, 8 (3): S. 2573-2610.
- SINGH, P., KUMAR, N., RAMASASTRI, K.S., SINGH, Y. (2000): Influence of a fine debris layer on the melting of snow and ice on a Himalayan glacier. *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publications (264): S. 63-69.
- STAHL, K., MOORE, R.D., SHEA, J.M., HUTCHINSON, D., CANNON, A.J. (2008): Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research*, 44 (2): S. 1-13.
- UNEP (2006): *State of the Environment 2005*. United Nations Environment Programme.
- UPPALA, S.M., KALLBERG, P.W., SIMMONS, A.J., ANDRAE, U., BECHTOLD, V.D., FIORINO, M., GIBSON, J.K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G.A. et al. (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 (612): S. 2961-3012.
- VRUGT, J.A., ROBINSON, B.A. (2007): Improved evolutionary optimization from genetically adaptive multimethod search. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104 (3): S. 708-711.



- WANG, S., DONG, G.R. (2002): Environmental characteristic of West China and its evolution. In: Qin, D. (Ed.), Environmental evolution of West China. Beijing, Science Press: S. 49-61.
- WMO (1986): Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report, 23.
- WÖHLING, T., VRUGT, J.A. (2008): Combining multiobjective optimization and Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles of soil hydraulic models. *Water Resources Research*, 44 (12): S. 1-18.
- WÖHLING, T., VRUGT, J.A. (2011): Multiresponse multilayer vadose zone model calibration using Markov chain Monte Carlo simulation and field water retention data. *Water Resources Research*, 47: S. 1-19.
- WÖHLING, T., VRUGT, J.A., BARKLE, G.F. (2008): Comparison of three multiobjective optimization algorithms for inverse modeling of vadose zone hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 72 (2): S. 305-319.
- XU, C.Y. (1999): From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23 (2): S. 229-249.
- XU, Z., CHEN, Y., LI, J. (2004): Impact of climate change on water resources in the Tarim River basin. *Water Resources Management*, 18 (5): S. 439-458.
- ZHANG, X.S., SRINIVASAN, R., VAN LIEW, M. (2010): On the use of multi-algorithm, genetically adaptive multi-objective method for multi-site calibration of the SWAT model. *Hydrological Processes*, 24 (8): S. 955-969.

## **Anhang A**

### **Publikation:**

HAGG, W., HOELZLE, M., WAGNER, S., MAYR, E., KLOSE, Z. (2013): Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. Global and Planetary Change, 110: S. 65-73.

### **Link zum Internetauftritt der Zeitschrift:**

<http://www.journals.elsevier.com/global-and-planetary-change/>

## Anhang B

### **Publikation:**

MAYR, E., HAGG, W. (2012): Abflussmodellierung am Vernagtferner – warum auch einfache Modelle von detaillierten Beobachtungsdaten profitieren. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 45/46: S. 169-183.

### **Link zum Internetauftritt der Zeitschrift:**

[http://www.uvw.at/page.cfm?vpath=zeitschriften&magazinvariante=ebene2&edition\\_id=4425](http://www.uvw.at/page.cfm?vpath=zeitschriften&magazinvariante=ebene2&edition_id=4425)

## Anhang C

### **Publikation:**

MAYR, E., HAGG, W., MAYER, C., BRAUN, L. (2013): Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance. Journal of Hydrology, 478: S. 40-49.

### **Link zum Internetauftritt der Zeitschrift:**

<http://www.journals.elsevier.com/journal-of-hydrology/>

## Anhang D

### **Publikation:**

MAYR, E., JUEN, M., MAYER, C., USUBALIEV, R., HAGG, W. (2014): Modeling Runoff from the Inylchek glaciers and Filling of Ice-Dammed Lake Merzbacher, Central Tian Shan. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 96 (4), S. 609-626.

### **Link zum Internetauftritt der Zeitschrift:**

<http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1111/%28ISSN%291468-0459>